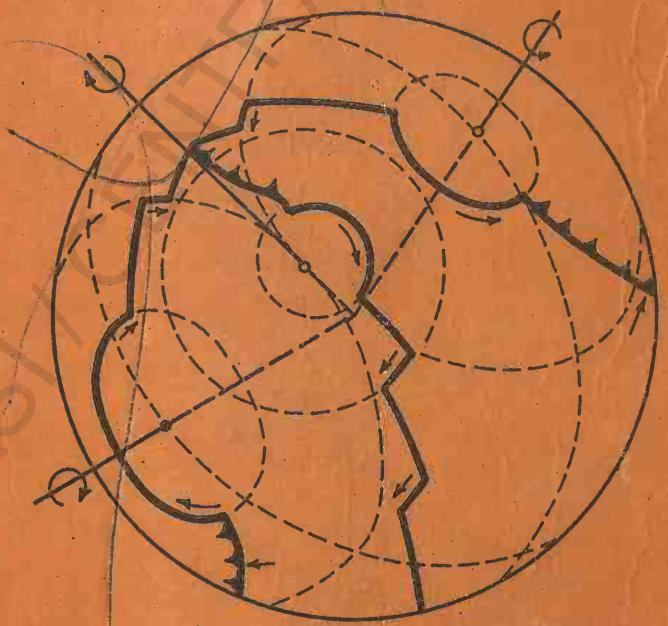
Constantin Grasu

GEOLOGIE STRUCTURALĂ CU ELEMENTE DE CARTOGRAFIE GEOLOGICĂ



BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

UNIVERSITATEA „AL. I. CUZA" IAȘI
FACULTATEA DE BIOLOGIE - GEOGRAFIE - GEOLOGIE
SECTIA INGINERIE GEOLOGICA SI GEOFIZICA

Constantin Grasu

GEOLOGIE STRUCTURALĂ CU ELEMENTE DE CARTOGRAFIE GEOLOGICĂ

UNIVERSITY LIBRARY

CUVINT INAINTE

A mai sublinia rolul geologiei structurale, alături de alte discipline, în profilul de pregătire al viitorilor geologi, ar însemna să alunecăm într-un truism. Acest rol însă, nu-l poate împlini, în mod firesc, decît un curs care să ţină seama de ceea ce domeniul şi-a adjudecat, ca elemente de cunoaştere, în ultimele decenii. Ori, tocmai din acest unghi de vedere, sarcina nu s-a dovedit chiar atît de uşoară. De ce ? Pentru că, în revoluţia pe care o parcurg geoştiinţele la ora actuală, tectonica globală este implicată aproape în totalitate în cauzalitatea fenomenelor care preocupă geologia structurală, în timp ce, asupra conceptului se mai formulează încă rezerve.

Se pare însă că, acest concept, unitar în fundamentele sale, nu mai poate fi ignorat, dovadă unele sinteze de geologie structurală, elaborate tocmai în această viziune, aşa cum este cea a profesorului M. Mattauer de la Universitatea din Montpellier.

In consens cu o asemenea orientare am abordat şi noi problematica impusă de programa analitică, deformările scoarţei, fiind ordonate şi tratate în raport de tipurile de tensiuni generate de cinematica plăcilor, deformări urmărite descendent, de la nivel global, la nivel regional şi local. In paralel, s-a încercat depăşirea manierei de tratare descriptiviste, invocîndu-se, pe cît posibil, şi acolo unde a fost cazul, suportul geofizic al fenomenelor tectonice.

Cu toate eforturile noastre, cursul rămîne, în mod firesc, deschis observaţiilor şi sugestiilor, cu certitudinea că, ele vor sluji unei variante de viitor, care să se apropie mai mult de obiectivul ce şi-l propune.

N-am putea încheia acest preambul, fără să ne întoarcem cu gîndul spre cei care, într-un fel sau altul, au fost alături de noi, sugerîndu-ne idei, semnalîndu-ne titluri bibliografice sau ajutîndu-ne să ne înlăturăm, uneori, îndoielile; fie-ne îngăduit să amintim şi să ne îndreptăm recunoştinţa în primul rînd către prof. dr. Liviu Ionesi şi prof. dr. docent Radu Dimitrescu, care au acceptat, de altfel, şi sarcina lecturării şi analizei critice a cursului.

Autorul

BCU IASI CENTRALA UNIVERSITARA LIBRARY

C U P R I N S

Cuvînt înainte..... 1
Cap.I.GEOLOGIA STRUCTURALA..... 2
1.Obiect şi discipline conexe..... 2
2.Mijloacele de studiu în geologia structurală.... 6
Cap.II.CARTOGRAFIA GEOLOGICA..... 10
1.Obiectul şi importanţa cartografiei geologice... 10
2.Hărţile geologice:importanţă,conţinut,clasificare..... 11
3.Culorile,simbolurile şi semnele convenţionale utilizate în cartografia geologică..... 15
Cap.III.CONSIDERATII SUMARE PRIVIND SCOARTA PAMINTULUI.. 22
1.Definiţie,tipuri de scoarţă..... 22
2.Comportamentele scoarţei;plăcile şi tensiunile legate de cinematica lor..... 26
3.Geometria tensiunilor în cadrul mişcării plăcilor..... 29
Cap.IV.NOTIUNI DE MECANICA ROCILOR..... 31
1.Noţiunea de tensiune:categorii de tensiuni..... 32
2.Noţiunea de deformare:relaţia stress-deformare în cazul corpurilor ideale şi a rocilor..... 35
3.Deformare şi rupere..... 39
4.Factorii fizici care controlează deformarea..... 42
a)Presiunea litostatică..... 42
b)Temperatura..... 44
c)Adîncimea..... 45
d)Anisotropia rocilor..... 46
e)Fluidele de impregnaţie..... 47
5.Tectonica experimentală..... 48
Cap.V.STRUCTURILE PRIMARE..... 53
A.Structurile primare ale rocilor sedimentare..... 54
1.Stratul:definiţie,elementele sale..... 54
2.Grosimea normală a stratelor:raporturile sale cu lăţimea de afloriment şi lăţimea cartografică..... 55

BCU "LUCIAN BLAGA" UNIVERSITY LIBRARY

3.Concordanţa şi discordanţa stratelor..... 64
a)Clasificarea discordanţelor..... 65
b)Importanţa discordanţelor:criterii de identificare în teren..... 69
4.Reprezentarea cartografică a structurilor primare a rocilor sedimentare..... 71
a)Generalităţi:limite geologice şi limite cartografice..... 71
b)Limitele cartografice în cazul structurilor primare concordante şi discordant simple..... 72
c)Intocmirea hărţii şi a secţiunilor geologice.. 74
B.Structurile primare ale rocilor magmatice..... 76
1.Structurile magmatice efuzive..... 76
2.Structurile magmatice intruzive..... 78
3.Studiul microtectonic al magmatitelor..... 82
Cap.VI.STRUCTURILE TECTONICE.DEFINIREA TERMENILOR DE BAZA. 85
A.Faliile(deformările discontinui)..... 85
1.Faliile:definiţie,elementele unei falii..... 85
2.Nomenclatura faliilor..... 88
3.Criterii de determinare a sensului de deplasare a compartimentelor de falie..... 95
a)Tectoglifele şi cîrligul faliei..... 96
b)Microstructurile de recristalizare şi dizoluţie..... 97
c)Fisurile de sprijin..... 100
B.Cutele(deformările continui)..... 103
1.Cutele:definiţie,elementele unei cute..... 103
2.Nomenclatura cutelor..... 109
3.Nomenclatura asociaţiei cute-falii:pînzele de şariaj,elementele unei pînze,clasificarea pînzelor..... 117
C.Reprezentarea cartografică a structurilor tectonice..... 127
1.Poziţia stratelor..... 127
2.Metodele de determinare a poziţiei stratelor.... 129
3.Texturile formaţiunilor sedimentare.Implicaţiile lor în descifrarea poziţiei normale sau răs-

BCU "ASTRA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

turnate a stratelor..... 133
4.Reprezentarea cartografică a structurilor monoclinale..... 138
5.Reprezentarea cartografică a structurilor discordante,orizontal-unghiulare,longitudinal-unghiulare şi oblic-unghiulare..... 150
6.Reprezentarea cartografică a cutelor..... 150
7.Reprezentarea cartografică a faliilor,decroşărilor si şariajelor..... 160
8.Intocmirea hărţilor structurale..... 172
9.Intocmirea hărţilor şi a schiţelor tectonice.. 177
10.Mijloacele de teledetecţie utilizate în cartografia geologică... 178
Cap.VII.STRUCTURILE TECTONICE DE DISTENSIUNE..... 181
1.Distensiunea la scara Globului..... 181
a)Distensiunea în plăcile continentale..... 181
b)Distensiunea în plăcile oceanice..... 185
2.Distensiunea de nivel regional..... 193
3.Distensiunile locale..... 199
4.Faliile normale:caracteristici,evoluţie,vîrstă.. 201
Cap.VIII.STRUCTURILE TECTONICE DE COMPRESIUNE..... 204
A.Compresiunea la scara Globului:catenele montane... 209
1.Catenele alpine..... 209
2.Catenele prealpine..... 210
B.Modelul evolutiv al unei catene montane..... 213
1.Faza de sedimentare sau de geosinclinal..... 213
2.Faza de cutare sau de tectogeneză..... 217
3.Faza de reechilibrare izostatică..... 225
4.Orogeneză şi magmatism..... 228
5.Orogeneza şi metamorfismul regional..... 229
C.Evoluţia catenelor şi noţiunea de nivel structural..... 231
D.Faliile inverse:caracteristici şi evoluţie..... 235
E.Faliile inverse şi şariajele:mecanism,şariajele şi tectonica plăcilor..... 236
F.Faliile de decroşare..... 246

BCU "GHEORGHE ASACHI" UNIVERSITY LIBRARY

1.Decroşări mari ale scoarţei..... 2
2.Decroşări regionale şi locale..... 2.
Cap.IX. CUTELE SI MECANISMELE CUTARII..... 253
1.Cutarea prin flexionare şi alunecare..... 254
2.Cutarea prin aplatizare..... 259
3.Cutarea şi cutele de curgere..... 261
4.Structuri particulare..... 262
Cap.X.ANALIZA DEFORMARILOR PE NIVELE STRUCTURALE..... 271
A.Structurile superficiale:tectonica de alunecare gravitaţională..... 271
1.Caracteristicile structurilor superficiale..... 272
2.Mecanismul pînzelor de decolare gravitaţională. 275
3.Condiţiile de realizare a pînzelor de decolare. 276
4.Particularităţile pînzelor de decolare gravitaţională:olistolite şi olistostrome..... 279
5.Analiza cîtorva pînze de decolare..... 28o
B.Nivelul structural mediu..... 283
C.Nivelul structural inferior..... 286
1.Cutele domeniului de aplatizare..... 286
2.Cutele domeniului de curgere..... 294
3.Reprezentarea grafică a microstructurilor tectonice..... 296
Cap.XI.TECTONICA CU COMPONENTA VERTICA 298
1.Mişcările verticale ale plăcilor continentale.. 301
2.Mişcările verticale legate de riftogeneză..... 304
3.Mişcările verticale determinate de reechilibrarea izostatică a catenelor..... 306
4.Subsidenţa bazinelor de sedimentare..... 307
5.Mişcările verticale ale zonelor de inlandsis şi a celor supuse denudaţiei..... 311
6.Mişcările verticale determinate de cauze locale 314
Cap.XII.EVOLUTIA TECTONICA A PAMINTULUI ROMANESC..... 315
B i b l i o g r a f i e..... 329

BCU/ISTORIA UNIVERSITY LIBRARY

Cap.I GEOLOGIA STRUCTURALA

1. Obiect şi discipline conexe

Geologia structurală, ca parte integrantă după unii autori a geotectonicii, după alţii, sinonimă cu geotectonica însăşi, este consacrată studiului deformărilor care au afectat şi afectează scoarţa Pămîntului. Ea stabileşte tipurile principale de forme structurale pe care le îmbracă volumele de roci din scoarţă, le clasifică şi încearcă să elucideze cauzele care le-au generat, precum şi timpul lor de formare.

Determinarea tipurilor de structuri constă în principal în a stabili dacă rocile sînt orizontale, cutate sau faliate, iar determinarea timpului de realizare a stucturilor se referă, în principal, la stabilirea succesiunii lor de formare şi încadrarea acestei succesiuni în scara stratigrafică. Elucidarea cauzelor care au generat anumite tipuri structurale se face prin cunoaşterea proprietăţilor fizice ale rocilor, în raport direct cu originea factorilor mecanici solicitanţi.

Sarcinile pe care şi le propune geologia structurală, ca ştiinţă ce şi-a cîştigat deja dreptul de a fi considerată ca o disciplină de sine stătătoare, n-ar putea fi rezolvate, dacă ea nu s-ar baza pe datele faptice ale altor discipline înrudite, cum ar fi: stratigrafia, petrologia, geofizica, geomorfologia, geologia economică, ş.a. După cum vom vedea, între geologia stucturală şi disciplinele amintite există raporturi reciproce, în sensul că, nu numai că geologia structurală se foloseşte de datele acestora, dar poate oferi ea însăşi elemente preţioase în elucidarea multor aspecte specifice celor din urmă.

Cele mai strînse legături le are geologia structurală cu stratigrafia, adică cu disciplina care stabileşte ordinea de depunere primară a formaţiunilor geologice. Atunci cînd cutarea unei regiuni este relativ moderată, succesiunea stratigrafică se poate deduce uşor din legea superpoziţiei. Cînd stratele sînt puternic deranjate însă, fiind prinse în cute aruncate sau şariaje, este necesar să se cunoască în prealabil succesiunea stratigrafică iniţială, pentru a putea conchide în mod just asupra aranjamentului

BCU CLUJ / UNIVERSITY LIBRARY

structural al formaţiunilor.Cu alte cuvinte,aspectul tectonic al unei regiuni,nu va putea fi elucidat fără o abordare în prealabil a stratigrafiei acesteia;necunoaşterea ei poate duce la erori grave.

Cel mai simplu exemplu al rolului pe care-l poate avea stratigrafia în elucidarea aranjamentului structural este acela al cutelor izoclinale deversate,cînd,fără cunoaşterea vîrstei depozitelor nu se poate decide care sînt sinclinalele şi care sînt anticlinalele,caz des întîlnit mai ales în formaţiunile de fliş sau în cele metamorfozate(fig.1).

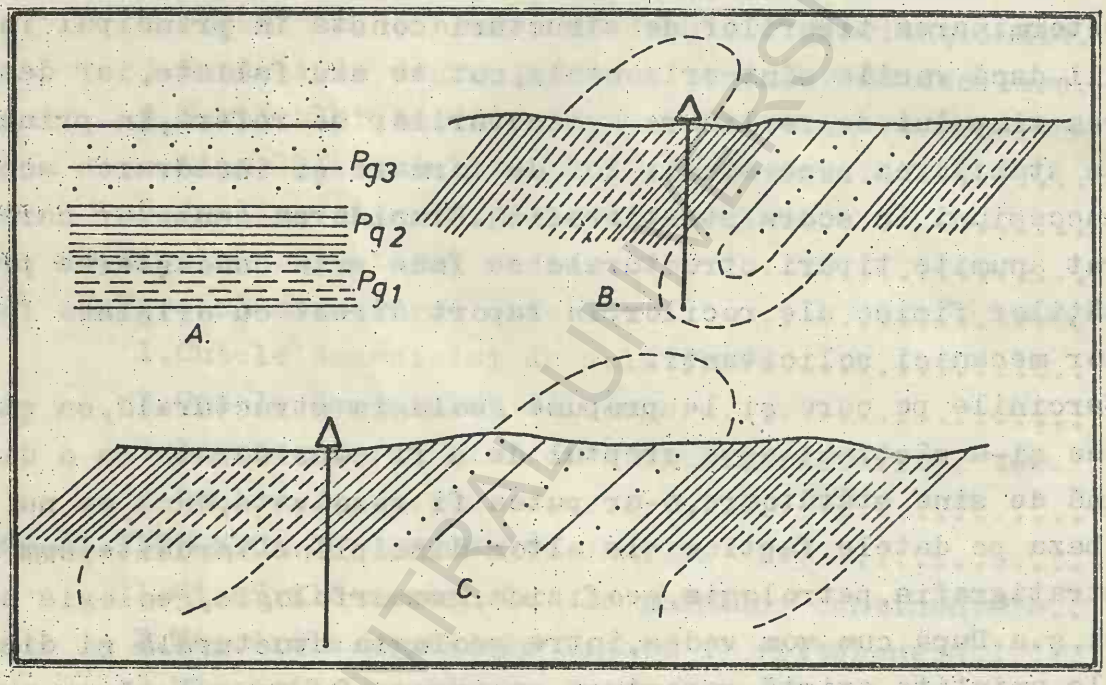


Fig.1-Importanţa relaţiilor stratigrafice dintre formaţiuni în interpretarea aranjamentului tructural:A.Situaţie primară;B.Situaţie structurală după cutare;C.Situaţie structurală în interpretare eronată;foraj propus şi succesiunile presupuse a fi traversate în raport de modul de interpretare

Un caz aparte în legătură cu rolul stratigrafiei în descifrarea eşafodajelor structurale este citat de către De Sitter(1969). Este vorba de pînzele cantabrice din Spania de Nord,presupuse de către Mengaud(192o) şi deduse din poziţia unor mase de calcare carbonifere placate pe şisturi negre considerate de vîrstă albiană.Ulterior(1928),descoperirea unor resturi de Calamites în şisturile negre,a dus la respingerea ipotezei,autorul renunţînd la

construcţiile sale structurale şi recunoscînd că totul a avut la bază o stratigrafie eronată.

Conexiunea dintre stratigrafie şi geologia structurală este surprinsă sugestiv de către Gignoux, atunci cînd constată că, "Un tectonician care nu este stratigraf nu este decît un geometru, nu un geolog, căci el lucrează cu suprafeţe şi volume abstracte, lipsite de istoria lor, iar un stratigraf care nu se preocupă de tectonică, nu face decît stratigrafie moartă".

O interpătrundere intimă există, de asemenea, între geologia structurală şi petrologie, fie ea petrologie sedimentară, metamorfică sau magmatică. Este suficient să amintim, că sedimentologia, prin cunoaşterea semnificaţiei hieroglifelor şi a sedimentării gradate, ne oferă posibilitatea stabilirii culcuşului şi acoperişului stratelor, atunci cînd lipsa datelor paleontologice nu poate conduce la stabilirea succesiunii stratigrafice.

Cunoştinţele asupra mecanismului deformării interne a rocilor au demonstrat că textura şi structura acestora determină, în mare măsură, gradul şi tipul deformărilor, care se vor produce în anumite condiţii de stress. Din acest punct de vedere, geologia structurală şi-a elaborat o metodă proprie de studiu şi anume metoda petrotexturală, a cărei extindere continuă, a dus astăzi la separarea petrologiei structurale ca o disciplină în sine. Prin aceste metode se pot determina direcţiile principalelor stress-uri la care au fost supuse stivele de roci prin măsurarea orientării cristalelor originare, plecîndu-se de la ideea că, o rearanjare sistematică, orientată, în raport de cea iniţială, întîmplătoare, a fost provocată de către cîmpul de stress.

In plus, trebuie să amintim contribuţia pe care o poate avea petrologia magmatică la stabilirea tipurilor de deformări ale scoarţei, avîndu-se în vedere legătura strînsă dintre natura magmatismului şi etapele de evoluţie ale unui ciclu orogenic. Concret un magmatism bazic, de rift, va caracteriza întotdeauna un stadiu iniţial al ciclului, deformările scoarţei, avînd drept cauză un stress de distensiune, pe cînd magmatismul acid, de subducţie, va caracteriza stadiul tectogenetic de evoluţie a unei catene, consecinţă a unui stress de compresiune.

Un volum important de informaţii privind arhitectonica stive-

lor de roci îl oferă geofizica. Dezvoltată ca un procedeu pentru determinarea structurilor ascunse, geofizica este de un real folos geologiei structurale. Metodele sale de investigaţie şi anume reflexia seismică, gravimetria sau rezistivitatea electrică ne ajută să corelăm un volum mare de date, stabilind structurile de adîncime care ne scapă observaţiilor directe. Dincolo de posibilităţile de foraj actuale, geofizica este de fapt singurul mijloc prin care se pot investiga structurile marilor adîncimi. In acelaşi timp, nici geofizicienii nu se pot dispensa de datele geologiei structurale, ale tectonicii, întrucît, fără ele, noţiunile geofizice ar risca să intre în conflict cu realităţile geologice.

Este de subliniat apoi, rolul determinant al geofizicii în conturarea acelei teorii revoluţionare-tectonica globală-şi care aruncă la ora actuală o nouă lumină asupra mecanismelor care dirijează procesele geologice, inclusiv cele care intră în domeniul geologiei structurale.

Geomorfologia, prin obiectul său de studiu-formele de relief şi geneza lor-interferează, de asemenea, în mod evident cu geologia structurală. Interferenţele dintre cele două domenii sînt mai mult în favoarea geomorfologiei şi cea din urmă are cu atît mai mult de cîştigat, cu cît ne situăm într-o regiune cu o tectonică mai recentă, de exemplu alpină, unde relieful este o expresie aproape directă a structurii. Raportul poate fi şi invers, în sensul că, elementele geomorfologice pot constitui indicii asupra unor aspecte de ordin structural.

In sfîrşit, este de subliniat legătura dintre geologia structurală şi geologia zăcămintelor de substanţe utile (geologia economică). După opinia lui De Sitter (1969), relatia dintre cele două domenii este o problemă de grad de "control structural"; în speţă, ea este legată de măsura în care distribuţia substanţelor utile stă în conexiune cu trăsăturile structurale ale formaţiunilor purtătoare. Se exclud din acest "control structural" acumulările legate de aluviuni.

Este unanim recunoscută, spre exemplu, legătura dintre zăcămintele de petrol şi structurile anticlinale, dintre zăcămintele metalifere şi zonele de fracturi. In ultimă instanţă, controlul extinderii zăcămintelor de substanţe utile, fie că este vorba de petrol, cărbune, zăcăminte metalifere sau săruri, reprezintă un con-

trol structural, sens în care, în lucrările de fiecare zi, geologul este obligat să facă apel la cunoştinţele de geologie structurală. Plonjurile, ridicările, săriturile pe falii sau decroşările modifică de la o zi la alta datele problemei, obligînd pe geolog la o dirijare atentă a lucrărilor de prospectiune, explorare sau exploatare. La rîndul lor, lucrările în galerii sau foraje procură date în măsură să confirme sau să infirme modelele structurale presupuse pe baza cartărilor de suprafaţă. Intr-un cuvînt, conexiunea dintre geologia structurală şi disciplinele înrudite, este fondată pe înlănţuirea cauzală dintre fenomenele geologice, care stau la baza circuitului materiei din scoarţa terestră.

2. Mijloacele de studiu în geologia structurală

La prima vedere scoarţa terestră pare stabilă. Faptul rămîne doar aparent, întrucît în regiunile seismice se formează în timpul cutremurelor fracturi puternice, în timp ce în altele, oarecum liniştite, ridicările topografice foarte riguroase pun în evidenţa deformări de mică amplitudine, e drept de ordinul centimetrilor sau milimetrilor, dar afectînd suprafeţe vaste. Dacă la scara timpului uman ele sînt imperceptibile, la scara timpului geologic ele capătă dimensiuni considerabile. Dacă o catenă montană se ridică cu 1cm/an şi fenomenul continuă 1 milion de ani, rezultă o ridicare de 10 km, iar dacă într-o zonă de acreţie plăcile se îndepărtează cu aceeaşi rată, într-o sută de milioane de ani oceanul se va lărgi cu 1000 km!

Se observă din aceste exemple că, la scara geologică deformările scoarţei sînt deosebit de importante; la baza acestor constatări pot sta mijloace şi moduri de investigaţie destul de diverse Printre mijloacele cu care operează geologia structurală trebuiesc amintite:

a. Metoda structurală. Aceasta constă în analiza comparativă a formelor structurale pe care le îmbracă volumele de roci din scoarţă ca urmare a gradului diferit de deformare, de la zone în care se conservă poziţia primară, orizontală a stratelor şi pînă la zone cutate şi faliate, cu cute normale, deversate sau cu aspect de şariaje. Analiza complexă a materialului cartografic rezultat din cartarea geologică, din lucrările miniere sau de foraj, va

constitui suportul concluziilor de ordin tectonic, privind nu numai cauza deformărilor prin intervenţia forţelor distensionale sau compresionale, dar chiar şi succesiunea lor în timp sau orientarea lor în spaţiu. Mai mult, o depliere a cutelor ne va ajuta să reconstituim chiar extinderea bazinelor de sedimentare primare.

In aceeaşi categorie se înscrie şi analiza microstructurilor (microtectonica), în cadrul căreia prelucrarea statistică a datelor legate de orientarea şistozităţii, lineaţiei sau fisuraţiei, furnizează elemente preţioase în desifrarea evoluţiei tectonice a unor zone din scoarţă (orientarea stress-urilor, existenţa fazelor tectonice de compresiune suprapuse, etc.).

b. Metodele geofizice. Ele reprezintă rezultatul unor măsurători de cîmpuri fizice ale Pămîntului, mai ales gravimetrice, magnetometrice sau seismometrice, raportabile apoi la structura geologică ascunsă a subsolului cît şi a substanţelor utile asociate. Neutilizarea lor este astăzi de neconceput în investigarea structurală atît a terenurilor sedimentare cît şi a celor magmatice sau metamorfice, materializîndu-se în posibilitatea conturării anticlinalelor, sinclinalelor, flexurilor, faliilor, a horsturilor şi grabenelor, a variaţiilor litofaciale şi discordanţelor sau conturarea în adîncime a corpurilor magmatice.

c. Metoda geodezică. Bazîndu-se pe ridicări repetate de nivelment de mare precizie, metoda oferă date importante asupra mişcărilor actuale de ridicare sau scufundare a unor regiuni, precum şi rata acestora. Pentru deplasările tangenţiale din lungul marilor decroşări sau a deplasărilor plăcilor terestre, se utilizează triangulaţia clasică, şi, în ultimele decenii, geodezia satelitară şi lunară. Ultimele două mijloace se sprijină pe emiterea, reflectarea şi recepţionarea razelor laser, utilizîndu-se oglinzi plasate pe sateliţi geostaţionari sau pe Lună. In corelare cu celelalte mijloace de investigaţie se pot trage apoi concluzii asupra modificărilor structurale ale scoarţei, în raport direct cu cauzele care le determină.

d. Metoda geomorfologică. Are drept suport legătura care există între morfologia terestră şi structura scoarţei, adică conexiunea dintre diferitele categorii de reliefuri şi natura deformărilor care le-au generat. Orientarea catenelor şi aspectul general al reliefului, raioanele de convergenţă sau divergenţă a re-

ţelei hidrografice, vîrsta şi poziţia teraselor sînt numai cîteva din elementele geomorfologice din care se pot deduce modificările mai vechi sau recente petrecute pe plan structural în nivelele profunde ale scoarţei.

e. Metoda faciesurilor şi a grosimii formaţiunilor. Schimbările de facies în timp şi spaţiu, recunoaşterea domeniilor de sedimentare, marin, lagunar sau continental, realizarea hărţilor litofaciale cu reprezentarea grosimilor formaţiunilor prin izopachite pentru anumite intervale stratigrafice, pun la dispoziţia tectonicianului importante date din care se pot trage concluzii asupra deformărilor scoarţei terestre; deformări de natură distensională pentru grosimi mari ale stivelor de roci sedimentare ca urmare a subsidenţei accentuate sau deformări compresionale, dacă sensul de schimbare a faciesurilor este de la marin la lagunar şi pînă la faciesuri continentale.

f. Metoda discordanţelor. Metodă clasică în investigaţia geologică, ea rămîne indispensabilă în reconstituirea evoluţiei structogenetice a oricărei regiuni, dînd posibilitatea surprinderii atît a etapelor de ridicare sau coborîre a scoarţei cît şi a fazelor de manifestare a mişcărilor tectonice, de sincronism a acestora, sau de migrare a lor în timp.

g. Metoda tectonicii comparate. Apelînd la corelarea structurilor şi a evoluţiei tectonice a unor regiuni cu similitudini geologice, metoda oferă elemente de sprijin în stabilirea unor legităţi generale ale fenomenologiei structural-geologice, cu repercursiuni dintre cele mai favorabile asupra cunoaşterii unor teritorii mai puţin investigate.

h. Metoda experimentală. Ea constă în studiul mecanismelor de deformare, apelînd la modelele experimentale la scara laboratorului (tectonica experimentală), prin utilizarea noţiunilor din mecanica rocilor, singurul mijloc, de altfel, de a introduce un aspect cantitativ în investigarea fenomenelor tectonice petrecute la scară naturală. Are drept scop deci, de a reproduce şi cuantifica mecanismele răspunzătoare de geneza structurilor tectonice (cute, falii inverse sau normale, decroşări, etc.).

i. Metoda teledetecţiei. Utilizată pe scară largă mai ales în ultimele decenii, teledetecţia comportă înregistrări spaţiale

sau aeriene, prin mijloace fotografice sau pe bandă magnetică în sistem de televiziune sau radar. Pentru transportul sensorilor de înregistrare se utilizează vehicule aeriene (baloane, avioane, elicoptere) sau spaţiale (sateliţi, nave spaţiale pilotate).

Fotogrametria, atît cea terestră, dar mai ales aerofotogrametria, ca parte integrantă a teledetecţiei, reprezintă nu numai o metodă modernă de cartare geologică, dar ea poate furniza geologiei structurale informaţii suplimentare faţă de cele obţinute prin mijloacele clasice. Numeroase elemente tectonice majore ale scoarţei Pămîntului au fost identificate sau mai bine conturate cartografic prin asemenea mijloace în cadrul unor programe spaţiale, cel mai cunoscut fiind programul ERTS (Earth Resources Technology Satellite), ocazie cu care au fost lansaţi sateliţii de teledetecţie Landsat 1-3 (1972-1981). Preţioase informaţii de ordin structural, mai ales în sprijinul tectonicii globale, au furnizat apoi, o serie de sateliţi speciali, echipaţi cu aparatură geofizică ($Geos_3$).

In concluzie, metodele de studiu în geologia structurală sînt parte integrantă a unor domenii cu care această disciplină se află, după cum am văzut, într-o strînsă conexiune de cauzalitate.

....

Cap.II CARTOGRAFIA GEOLOGICA

1. Obiectul şi importanţa cartografiei geologice

Cartografia geologică este disciplina care se ocupă cu elaborarea şi aplicarea metodelor de întocmire şi interpretare a hărţilor geologice.Harta geologică realizată prin intermediul hărţii topografice,reprezintă o transpunere grafică în proiecţie orizontală a constituţiei geologice a unei regiuni.

Activitatea de teren şi studiul în laborator,depuse de geolog, în vederea realizării hărţii geologice,poartă numele de cartare geologică.Harta geologică rămîne mijlocul şi-n acelaşi timp scopul cercetărilor geologice.Este un mijloc,întrucît cercetările geologice,spre deosebire de alte categorii de investigaţii,nu se pot face fără studii de teren şi fără consemnarea acestora pe o bază topografică.Este un scop,deoarece harta geologică exprimă sinteza grafică a structurii unei regiuni şi care arată,în ultima instanţă,evoluţia geologică a acesteia.Cartarea geologică reprezintă,în acelaşi timp,prima fază din lucrările de identificare şi punere în valoare a resurselor de substanţe minerale utile.Din acest motiv,lărgirea bazei de materii prime minerale a unei ţări depinde de gradul de cunoaştere geologică a teritoriului său.

Cartarea geologică este o activitate complexă.Ea presupune o pregătire temeinică a geologului,întrucît se bazează pe generalizările teoretice ale geologiei,în special al unor discipline cum sînt stratigrafia,petrologia,geologia structurală.In aceeaşi măsură,geologul este confruntat în munca de teren cît şi cea de laborator,atunci cînd studiul său vizează realizarea unei hărţi geologice, cu probleme de geomorfologie,paleogeografie şi chiar topografie-cartografie.Pentru cercetarea şi consemnarea cartografică a alcătuirii petrografice a volumelor de roci din scoarţă,geologul în activitatea sa de cartare trebuie să apeleze la cunoştinţe de petrologie al căror suport principal îl constituie mineralogia şi geochimia.

Stratigrafia este indispensabilă în cartare,întrucît fără datele sale nu vom putea stabili vîrsta diferitelor volume de roci, raporturile dintre ele,cît şi evoluţia lor în timp.De asemenea,pen-

tru raportarea cartografică exactă a consemnărilor din teren şi a descifrăriiarhitectonicii volumelor de roci în raport cu relieful unei regiuni,geologul trebuie să cunoască principiile întocmirii şi problemele pe care le ridică utilizarea corectă a hărţilor topografice.

Dacă fiecare din disciplinele implicate ajută pe geolog în cercetarea diferitelor aspecte ale corpurilor geologice întîlnite în scoarţa Pămîntului,cartografia geologică are drept scop cunoaşterea metodelor de efectuare a observaţiilor de teren,de transpunere a acestora pe harta topografică şi interpretare a structurii de adîncime pe baza observaţiilor efectuate la suprafaţă.

Prin obiectul cît şi prin scopul său,cartografia geologică este însă,inseparabil legată de geologia structurală,disciplină care are ca obiect stabilirea formelor arhitecturale pe care le îmbracă volumele de roci din scoarţă.Cunoştinţele de cartografie geologică aplicate în ridicarea hărţii geologice a unei regiuni nu fac altceva decît să materializeze grafic,datele de ordin structural,care privesc regiunea respectivă.

2.Hărţile geologice:importanţă,conţinut,clasificare

Harta geologică redă pe bază topografică,cu ajutorul culorilor şi a semnelor convenţionale,răspîndirea la suprafaţa scoarţei a rocilor ce constituie subsolul unei regiuni,vîrsta precum şi raporturile spaţiale ale acestora.Ea este o sinteză a datelor de natură petrografică,stratigrafică şi tectonică,obţinută în cadrul lucrărilor de cartare.

O hartă geologică permite întotdeauna să stabilim tipurile de roci care se întîlnesc într-o regiune,răspîndirea lor areală,cît şi adîncimea la care vor fi întîlnite atunci cînd se pune problema amplasării unei locaţii.Din alura limitelor cartografice a formaţiunilor cît şi din structurile în care acestea sînt antrenate,ne putem da seama apoi de forma şi dimensiunile zăcămintelor de substanţe utile pe care aceste formaţiuni le conţine.

Pe lîngă importanţa lor practică,hărţile geologice prezintă şi o deosebită valoare teoretică.O citire atentă a lor ne conduce la reconstituirea istoriei geologice a unei regiuni,ne oferă deci cheia descifrării etapelor sale de evoluţie;faptul este posibil dacă luăm în consideraţie alura limitelor cartografice,succesiunea formării volumelor de roci în cursul timpului geologic,raporturi-

le de concordanţă sau discordanţă, natura lor petrografică cît şi elementele tectonice, structurale, care le afectează. Hărţile geologice sînt absolut indispensabile în încercările de reconstituire paleogeografică a oricărei regiuni. Şi, în sfîrşit, trebuie consemnat faptul că, harta geologică nu poate lipsi nici unui studiu, fie el hidrogeologic, geomorfologic, pedologic sau de geologie inginerească.

Necesităţile de ordin economic sau de cunoaştere, în general, impun realizarea unor hărţi geologice variate, atît din punct de vedere al scării cît şi al conţinutului lor.

După scara lor, hărţile geologice se împart în:

Hărţi geologice la scară mică (1/1000.000; 1/1.500.000) sau hărţi de sinteză, care redau trăsăturile generale ale structurii geologice a unor ţări, continente sau chiar a Globului terestru. Ele se întocmesc prin selecţia datelor cu semnificaţie majoră şi corelarea hărţilor de detaliu, urmărindu-se, cel mai adesea, generalizarea unor fenomene geologice la scara scoarţei terestre; unele din ele sînt utilizate în scop didactic.

Hărţi geologice la scară mijlocie (1/750.000; 1/200.000) sau hărţi regionale. Acestea redau geologia unor regiuni sau a unor teritorii mai largi, aşa cum sînt hărţile regionale în scara 1/200.000 sau 1/500.000 ale României. Pentru uşurinţa utilizării lor ele se împart în foi, aşa cum apar cele două hărţi menţionate, prima cuprinzînd 50 de foi, cea de a doua 12.

Hărţi geologice la scară mare (1/200.000; 1/25.000) sau hărţi de detaliu. Ele rezultă dintr-o cartare detaliată şi pot cuprinde un volum destul de mare de informaţii, privind petrografia, stratigrafia şi structura unor teritorii. Din acest motiv, ele constituie un ghid indispensabil în orientarea lucrărilor de prospecţiune geologică.

Hărţi geologice la scară foarte mare (1/10.000; 1/500) sau hărţi foarte detaliate. Ele se întocmesc pentru regiuni în care se execută lucrări de prospecţiune. Avînd în vedere că ele servesc la proiectarea lucrărilor miniere care urmăresc delimitarea precisă a nivelelor de interes, majoritatea lor pot avea în acest caz, ca suport, ridicări topografice sau unele ridicări uşoare, expeditive, executate de însuşi geologul prospector.

După conţinutul şi după scopul pentru care sînt întocmite,

hărţile geologice se împart în :

Hărţi geologice propriu-zise sau stratigrafice.Ele prezintă alcătuirea geologică de ansamblu a unor regiuni,conţinînd delimitarea formaţiunilor şi vîrsta lor,cît şi raporturile spaţiale dintre ele;obişnuit sînt însoţite de coloane stratigrafice şi secţiuni geologice de interpretare structurală.Exemplu sînt hărţile geologice în scara 1/2oo.ooo şi 1/5o,ooo ale teritoriului României,primele editate în întregime,ultimele în curs de imprimare.

Pe lîngă natura petrografică,vîrsta complexelor de roci,cît şi aspectele structurale cuprinse în hărţile geologice propriu-zise, necesităţile practice impun,uneori,hărţi în care se schematizează alcătuirea geologică şi se reprezintă în detaliu numai anumite particularităţi.Acestea constituie hărţile geologice speciale,care pot fi:hărţi litologice,tectonice şi structurale,hărţi litofaciale,hidrogeologice,hărţi geologo-inginereşti,geofizice,geochimice,hărţi ale depozitelor cuaternare,hărţi ale substanţelor minerale utile, hărţi de prognoză.

Hărţile litologice.Sînt hărţi selective în care se reprezintă natura petrografică şi răspîndirea areală a unor complexe de roci sedimentare,magmatice sau metamorfice.Ele se întocmesc în scopul rezolvării unor probleme de geomorfologie,hidrogeologie,pedologie, geologie tehnică sau pentru aprecierea perspectivelor economice a unor regiuni.Pentru ultimul caz ele se pot completa prin izolinii ale conţinuturilor în diferiţi componenţi minerali,care pot interesa economic(carbonaţi,silice,etc.).

Hărţile tectonice şi structurale.Hărţile tectonice au un caracter,de asemenea selectiv,redînd la nivel regional aspectele structurale ale scoarţei.Ele vor cuprinde regiuni cutate,regiuni de platformă,avantfose.In zonele cutate se vor distinge regiunile prinse în aceleaşi cicluri sau faze orogenice,iar în cele de platformă se vor separa după vîrsta cutării şi consolidării lor;ca elemente tectonice de detaliu,vor cuprinde,anticlinorii,sinclinorii,antecli ze,sineclize,sinclinale,anticlinale,cît şi şariajele şi alte accidente rupturale.

Hărţile structurale redau relieful de sub suprafaţa topografică a unui strat,utilizîndu-se în acest scop izobatele,care sînt curbe de egală adîncime,faţă de un orizont reper.Ele se întocmesc cu ajutorul unor date obţinute prin foraje sau cu mijloace geofizi

ce.Servesc la proiectarea lucrărilor prin foraje sau în calculul rezervelor de petrol şi gaze.

Hărţile litofaciale.Ele redau la un nivel sintetic trăsăturile litologice şi condiţiile de sedimentare ale unor depozite acumulate într-un anumit interval stratigrafic.Pe acest hărţi se consemnează ariile de răspîndire a acestor depozite,precum şi ariile sursă de pe care s-a transportat materialul primar.Litologia se prezintă,în general,prin semne convenţionale,grosimea formaţiunilor prin izopachite,iar adîncimea bazinului de sedimentare şi caracterele fizico-chimice ale mediului prin culori.

Hărţile hidrogeologice.Acestea concentrează cartografic datele care privesc răspîndirea şi proprietăţile fizico-chimice ale apelor subterane.Ele vor cuprinde,hidroizohipse(curbe de egală adîncime a nivelului acvifer,raportate la nivelul "o" marin),izofreate(curbe de egală adîncime a nivelului apelor freatice,raportată la suprafaţa reliefului) şi izolinii privind concentraţia totală în săruri sau numai în anumite elemente chimice.

Hărţile geologo-inginereşti.Conţinutul lor se referă la tipurile litologice care caracterizează o anumită regiune,concomitent cu proprietăţile fizico-mecanice ale acestora;în mod sintetizat ele pot înscrie izolinii care unesc punctele formaţiunilor cu acelaşi grad de stabilitate sau de aceeaşi sarcină portantă pentru o anume zonă investigată.Evident,asemenea hărţi se utilizează în activitatea de proiectare a construcţiilor de diverse categorii.

Hărţile geofizice.Rezultat al studiilor geofizice,ele vor cuprinde răspîndirea volumelor de roci din scoarţă,caracterizate prin anumite proprietăţi fizice.Din acest punct de vedere,se vor distinge hărţi gravimetrice,electrometrice,magnetometrice,seismice(proprietăţi reprezentate prin izolinii).Ele servesc la descifrarea structurilor geologice de adîncime,a marilor fracturi din scoarţă sau la identificarea unor zăcăminte prin delimitarea unor anomalii gravimetrice sau magnetice.

Hărţile geochimice.Prin estimarea conţinuturilor în elemente chimice ale depozitelor superficiale,hărţile respective pot da indicaţii asupra unor acumulări importante de substanţe utile în substratul geologic.

Hărţi ale depozitelor cuaternare. Au drept conţinut răspîndirea la suprafaţa unei regiuni a celor mai tinere depozite caracterizate sub raport genetic şi de vîrstă. Prezintă utilitate în studiile hidrogeologice, pedologice, geologo-tehnice sau cele de geomorfologie.

Hărţi ale substanţelor minerale utile. Prezintă răspîndirea pe suprafaţa scoarţei a substanţelor de minerale utile, în legătură directă cu complexele de roci asociate şi cu geneza lor. Evident, ele servesc în orientarea şi proiectarea lucrărilor de prospecţiune şi explorare.

Hărţile de prognoză. Pun în evidenţă zonele de perspectivă economică, plecînd de la analiza tuturor datelor de ordin geologic, a condiţiilor de formare şi acumulare a diferite substanţe utile. Ele stau la baza planificării lucrărilor geologice de prospecţiune şi explorare.

In concluzie, se poate deduce că, gama tipurilor de hărţi geologice s-a diversificat odată cu progresele geologiei şi desprinderea disciplinelor conexe. De aceea, în cadrul cartografiei geologice nu ne vom ocupa decît de hărţile geologice propriu-zise şi de cele tectonice şi structurale, metodele de întocmire şi de interpretare a hărţilor cu caracter special, făcînd obiectul disciplinelor respective de profil.

3. Culorile, simbolurile şi semnele convenţionale utilizate în cartografia geologică

Pentru reprezentarea cartografică a datelor geologice se utilizează culori, simboluri şi semne convenţionale. Pentru utilizarea unui limbaj comun, culorile, simbolurile şi semnele convenţionale sînt standardizate şi anume prevăzute de STAS 3948/1969. Ele se utilizează la întocmirea hărţilor, secţiunilor şi coloanelor stratigrafice cu un grad mediu de detaliere.

In cazul în care harta, secţiunea sau coloana geologică este detaliată cu un număr mare de formaţiuni ce nu pot fi diferenţiate suficient prin culorile, simbolurile sau semnele convenţionale prevăzute prin standardul menţionat, se admite introducerea şi altor elemente, cu obligativitatea de a fi figurate în legendă.

Semnificaţia culorilor, simbolurilor şi semnelor convenţionale este inclusă în legenda hărţii. Pe lîngă legendă, harta mai poate cuprinde coloane stratigrafice; acestora li se adaugă secţiuni geologice, executate pe direcţiile cele mai semnificative sub raport structural; în sfîrşit, harta trebuie să mai cuprindă, întotdeauna, scara numerică sau grafică, titlul şi autorul.

Conform cu Stas-ul sus-menţionat, gama culorilor utilizată în cartografia geologică este simbolizată convenţional prin cifrele de la 1...23, conform cu tabelul de mai jos(1). In cazul aplicării pentru aceeaşi culoare a unor gradaţii de culoare "slab", "mijlociu" sau "tare", la simbolul culorii se adaugă literele "s", "m", "t".

TABEL I

Gama simbolizată a culorilor utilizate în cartografia geologică

Denumirea culorii	Simbolul culorii
Alb	1
Galben lămîi	2
Galben de crom	3
Portocaliu	4
Roşu gălbui	5
Roşu	6
Carmin	7
Violet roşcat	8
Violet albăstrui	9
Albastru deschis	1o
Albastru marin	11
Albastru de Prusia	12
Albastru indigo	13
Verde albăstrui	14
Verde gălbui	15
Verde	16
Verde cenuşiu	17
Ocru	18
Siena	19
Roşu indian	2o
Cafeniu roşcat	21
Cafeniu gălbui	22
Cenuşiu	23

Vîrsta rocilor de orice fel se notează cu indici care se folosesc şi în cazul utilizării altor notaţii, cum ar fi culorile sau haşurile. Indicii respectivi sînt o abreviere a terminologiei stratigrafice şi sînt precizaţi de STAS 3948/69(tabel 2).

TABEL II

Indicii de vîrstă utilizaţi în cartografia geologică

Grupe şi subdiviziuni de vîrstă	Indici de vîrstă	Grupe şi subdiviziuni de vîrstă	Indici de vîrstă
Neozoic	Nz	Valanginian	v
Cuaternar	Q	Berriasian	be
Holocen	Q2	Jurasic	J
Pleistocen	Q1	Jurasic superior	J3
Neogen	N	Tithonic	th
Pliocen	N2	Kimmeridgian	km
Levantin	lv	Oxfordian	ox
(Romanian)		Jurasic mediu	J2
Dacian	dc	Callovian	cl
Ponţian	p	Bathonian	bt
Meoţian	m	Bajocian	bj
Pannonian	pn	Aalenian	aa
Miocen	N1	Jurasic inferior	J1
Sarmaţian	sm	Toarcian	tc
Kersonian	ks	Pliensbachian	pl
Basarabian	bs	Sinemurian	si
Volhinian	vh	Hettangian	ht
Bulgovian	bg	Triasic superior	T3
Badenian	ba	Rhetian	rh
Helveţian	he	Norian	no
Burdigalian	bd	Carnian	cr
Aquitanian	aq	Triasic mediu	T2
Paleogen	Pg	Ladinian	ld
Oligocen	Pg3	Anisian	an
Eocen	Pg2	Triasic inferior	T1
Paleocen	Pg1	(Werfenian)	
Mezozoic	Mz	Campilian	wc
Cretacic	K	Seisian	ws
Cretacic superior	K2	Paleozoic	Pz
Senonian	sn	Permian	P
Turonian	tu	Carbonifer	C
Cenomanian	cm	Devonian	D
Cretacic inferior	K1	Silurian	S
Vraconian	vr	Ordovician	O
Albian	al	Cambrian	C
Apţian	ap	Precambrian	Pc
Barremian	br	Proterozoic	Pt
Neocomian	ne	Arhaic	A
Hauterivian	h		

Rocile sedimentare. Pentru vîrsta roçilor sedimentare se utilizează culori, conform cu tabelul III. Pentru subdiviziunile sistemelor se folosesc nuanţe ale culorilor de bază, gradarea lor făcîndu-se după vîrstă: nuanţe deschise pentru formaţiuni tinere şi nuanţe închise pentru formaţiuni vechi. In cazul în care nu există o gamă suficientă de nuanţe, STAS-ul prevede utilizarea haşurilor.

BCUMS / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

TABEL III

Culorile utilizate pentru vîrsta rocilor sedimentare

Grupa, sistemul	Culori şi nuanţe de culori	
	Denumire	Simbol
Cuaternar	gri	23s
Neogen	galben	2 şi 3
Paleogen	portocaliu	4
Cretacic	verde	14,15,16 şi 17
Jurasic	albastru	10,11,12 şi 13
Triasic	violet	8 şi 9
Permian	cafeniu roşcat	21
Carbonifer	cenuşiu	23
Devonian	cafeniu gălbui	22
Silurian,	verde	17 cu 3
Ordovician	verde	17 cu 4
Proterozoic	roz	5
Arhaic	roşu	7

TABEL IV

Semne convenţionale pentru reprezentarea cartografică a rocilor sedimentare

Tipul petrografic	Semnul convenţ.	Tipul petrografic	Semnul convenţ.
Pietrişuri		Argilit	
Nisipuri		Argilă siltică	
Nisip cuarţos		Calcare	
Nisip calcitic		Calcare bituminoase	
Nisip siltic		Calcar dolomitic	
Loess		Calcar oolitic	
Brecie		Calcar bioacumulat	
Conglomerat		Calcar nodulos	
Calcirudit		Calcar bioconstruit	
Gresii		Tuf calcaros	
Gresie argiloasă		Calcar cu acc. silicioase	
Calcarenit		Marne	
Arcoză		Marnă siltică	
Siltit		Cretă	
Argile			

BCU IAŞI / CEI TRA UNIVERSITY LIBRARY

(continuare) TABEL IV

Tipuri petrografice	Semne convenţ.	Tipuri petrografice	Semne convenţ.
Tufuri(cinerite)		Sare gemă	
Cretă cu accidente silicioase		Diatomite	
Dolomite		Spongolite	
Dolomit brecios		Bauxite	
Dolomite grezoase		Săruri de K şi Mg	
Dolomite calcaroase		Cărbune brun	
Gipsuri		Lignit	

TABEL V

Semne convenţionale pentru conţinutul paleontologic

Denumire	Semne convenţ.	Denumire	Semne convenţ.
Punct fosilifer		Floră	
Vertebrate		Microfloră, spori, etc.	
Foraminifere		Peşti	
Moluşte		Corali	

Rocile magmatice. Vîrsta acestora se indică prin culori, conform cu tabelul VI. Tipul petrografic se reprezintă pe hărţi, secţiuni şi coloane prin indici, iar pe secţiuni şi coloane prin semne convenţionale (tabel VII).

TABEL VI

Culorile utilizate pentru reprezentarea vîrstei rocilor magmatice

Subdiviziuni de vîrstă	Ultrabazice	Bazice	Intermediare	Acide
	Simbolurile culorilor			
Magmatite(Q şi N)	-	21	4 şi 5	4
Magmatite(K_2şi Pg)	-	5t	5m	5s
Magmatite (Pz sup şi Mz)	9t	9tm	9m	9s
Magmatite precambriene şi paleozoice	8t	8tm	7m	7s

CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

TABEL VII

Semne convenţionale şi indici utilizaţi pentru reprezentarea cartografică a tipurilor de roci magmatice

Tipul petrografic	Indice	Semn conv.	Tipul petrografic	Indice	Semn conv.
Granit	γ	+ +	Lamprofir	λ	⫲ ⫲
Granit alcalin	γ_{al}	Y Y	Riolit	ρ_c	⌄ ⌄ ⌄
Granodiorit	$\gamma\delta$	⊕ ⊕	Riolit alcalin	ρ_a	⌄ ⌄ ⌄
Sienit	ξ	⫲ ⫲	Trahit	τ	∀ ∀ ∀
Gabbro	(?)	(?)	Trahit alcalin	τ_a	∀ ∀
Microgranit	$M\gamma$	+ + +	Andezit	α	V V V
Aplit	σ	X X X	Andezit cuarţifer	α_a	V V
Pegmatit	ε	X X X	Andezit bazaltoid	$\alpha\beta$	∀ ∀
Dacit	ϑ	⌄ ⌄ ⌄	Bazalt	β	∀ ∀

Rocile metamorfice. Conform STAS-ului amintit, vîrsta rocilor metamorfice este cea a formaţiunilor din care au luat naştere. In cazul în care această vîrstă este cunoscută, pentru reprezentarea ei se folosesc indicii din tabelul II.

Tipurile de roci metamorfice se reprezintă prin semne convenţionale, colorate sau necolorate şi prin indici. Există semne atît pentru rocile metamorfozate dinamic, magmatic cît şi regional. Prezentăm în tabelul VIII, numai indicii, semnele convenţionale şi culorile utilizate pentru reprezentarea cartografică a principalelor tipuri de roci, metamorfozate regional.

TABEL VIII

Semne convenţionale, indici şi culori pentru reprezentarea cartografică a tipurilor de roci metamorfozate regional

Denumirea rocii	Indice	Semne conv.	Simb. culorii
Sisturi sericito-clorito-cuarţoase	S sc, clqu	~ - ~	16
Sisturi grafito-sericitoase	S gt sc	≈ = ≈	24
Micaşisturi	miş	~ ~	23
Paragneise	pgn	~·~·	23

BIBLIOTECA CENTRALĂ UNIVERSITARĂ

TABEL VIII(continuare)

Denumirea rocii	Indice	Semne conv.	Simbol culoare
Gnaise cuarţo-feldspatice	gn qu fp		21
Cuarţite sericitoase	qt sc		2o
Calcare cristaline	ca		11
Dolomite	d		1o
Metatufuri acide	Mta		19
Metatufuri bazice	Mtb		14
Amfibolite	Aa		17
Metagraywacke	Mg		24
Metaconglomerate	Mc		24
Filite sericitoase,cloritoase	f sc,cl		16
Migmatite	mg		5

TABEL IX

Semne convenţionale pentru elemente structurale

Denumirea elementului structural	Semne conv.	Denumirea elementului structural	Semne conv.
Poziţie de strat	45	Terminaţie perianticlinală	
Poziţie răsturnată	30	Term.perisinclinală	
Strate orizontale		Brachianticlinal	
Strate verticale		Brachisinclinal	
Limită normală		Decroşare	
Limită discordantă		Falie verticală	
Ax de sinclinal drept		Şariaj	
Ax de sincl.deversat		Digitaţie	
Ax de anticlinal drept		Petec de acoperire	
Ax de anticl.deversat		Fereastră tectonică	
Ax de ant.răsturnat			

BCU IAŞI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Cap.III CONSIDERATII SUMARE PRIVIND SCOARTA PAMINTULUI

Dacă geologia structurală a ajuns să înregistreze un volum impresionant de date asupra domeniului său de studiu şi să le sistematizeze,mecanismele şi cauzele deformărilor au fost mai puţin clare pînă în momentul în care,generalizarea concluziilor de ordin geofizic,au dus la conturarea acelui sistem teoretic,tectonica globală,care leagă în mod unitar trei mari fenomene terestre :seismicitatea,vulcanismul şi orogenezele.

Aşadar,în momentul de faţă,geologia structurală şi-a găsit un suport material în explicarea fenomenelor care afectează scoarţa Pămîntului.Din acest motiv,astăzi,munca tectonicianului este extrem de complexă,ea trebuind să parcurgă reconstituirea fenomenelor de la mişcarea plăcilor şi pînă la deformarea intimă a componenţilor mineralogici din constituţia rocilor.

Pentru înţelegerea acestui suport însă,este nevoie de a cunoaşte ce se înţelege din punctul de vedere al tectonicii globale prin scoarţă,care este structura ei şi în ce raporturi se află ea cu celelalte învelişuri ale Pămîntului.

1.Definiţie;tipuri de scoarţă

Se înţelege în mod convenţional prin scoarţă,pelicula foarte subţire de la partea superioară a Pămîntului,cu o densitate medie inferioară valorii de $3,3 g/cm^3$ şi în care viteza undelor seismice (P) este mai mică de 8 km/s.Ea are o grosime între 1o-7o km şi este separată de manta prin discontinuitatea Moho.

In afara acesteia se individualizează o litosferă,care înglobează scoarţa,cît şi o parte din mantaua superioară(fig.2).Grosimea litosferei variază ca valoare după diverşi autori.Se pare însă ,aşa cum arată ultimele cercetări(Le Pichon,198o),că litosfera are o grosime finită,în jur de 125 km,determinată de cauze termice. Plăcile litosferice,după cum se ştie,se formează în urma aportului de material astenolitic din zonele de acreţie,prin răcire şi îngroşare progresivă.Astenosfera furnizează pentru baza litosferei un flux de căldură,compensînd fenomenul de răcire,exact în momentul în care grosimea ei atinge cca 125 km.

Mantaua,extinsă pînă la 29oo km adîncime cuprinde mezosfera

în partea inferioară şi astenosfera(Barell,1914) în partea perioară.In timp ce în mezosferă,materialul rămîne rigid,aste

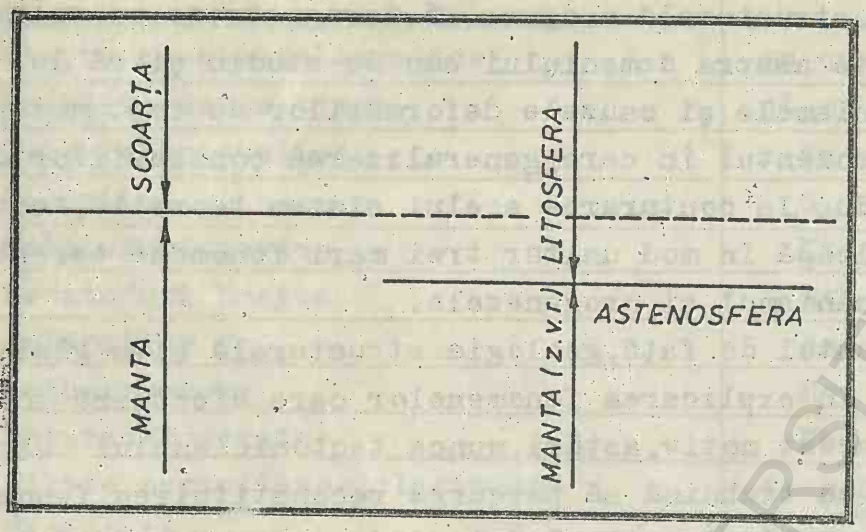


Fig.2-Raportul dintre manta, scoarţă şi litosferă(din D. Rădulescu,1976) :zvr-zona de viteză redusă

sfera(asthenos-fără rezistenţă),corespunde unui material vîscos, susc.ptibil de a se deforma uşor,şi,care ar fi sediul curenţilo de convecţie,care sînt răspunzători de deplasarea litosferei în cadrul dinamicii plăcilor.

După o serie de autori,curenţii de convenţie n-ar fi singurii răspunzători de mişcarea plăcilor litosferice.Acestora li se adaugă împingerea plăcilor în zonele de acreţie,cît şi afundarea lor în zona foselor sub propria greutate,ca urmare a răcirii şi a pariţiei unui dezechilibru gravitaţional în raport cu astenosfera(fig.3).

Din constatările de pînă în prezent,reiese că,scoarţa are grosimi variabile:sub oceane lo-15 km,sub platformele continentale 3o-4o km,ajungînd sub catenele montane alpine la 7o km(fig.4) Se vorbeşte,astfel,de o scoarţă oceanică şi de o scoarţă continentală;cînd scoarţa are caractere mixte,atunci se distinge o scoarţă intermediară.

Scoarţa continentală.Compoziţia sa este,în parte,diferită, după cum se situează sau nu în scuturile continentale sau în catenele montane tinere(fig.4).In ambele cazuri,crusta continentală comportă de sus în jos,următoarele subdiviziuni:un strat de roci sedimentare,cutate sau necutate,un strat granitic căruia i se asociază complexele cristalofiliene,şi,în sfîrşit,stratul bazaltic.; la limita dintre stratul granitic şi bazaltic se situează

discontinuitatea Conrad.De notat că,în regiunea marilor catene alpine sau andine,discontinuitatea Moho se afundă notabil,ajun-

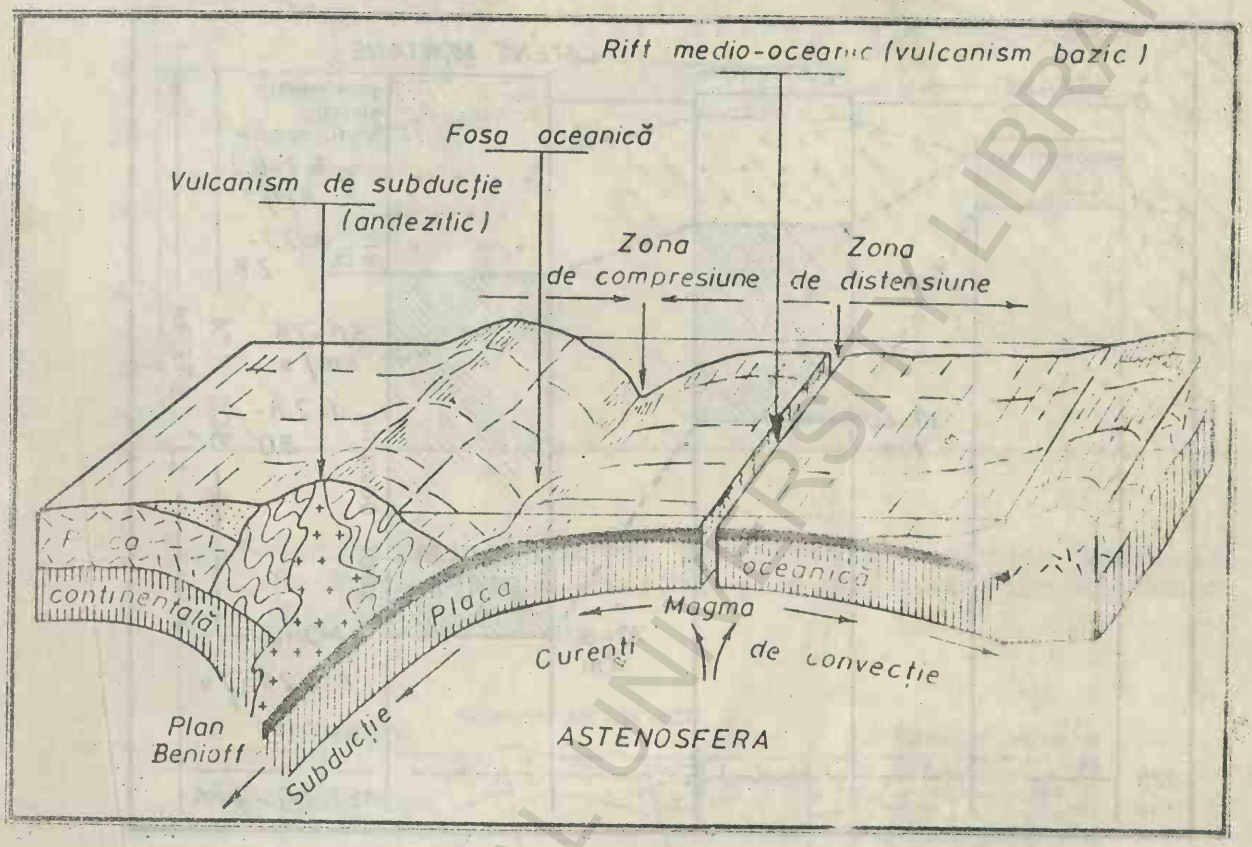


Fig.3-Structur părţii superioare a Pămîntului şi consecinţa fenomenelor din manta asupra dinamicii litosferei(după Dietz,1972)

gînd la 6o km sau chiar 8o km adîncime,cum este cazul în zona M. Himalaia.Faptul este o consecinţă atît a stivei groase de depozite sedimentare cît şi grosimii apreciabile a stratului bazaltic care se înrădăcinează adînc.

Scoarţa oceanică.Ea se caracterizează prin absenţa stratului granitic.De sus în jos,comportă:un strat de roci sedimentare de vîrstă posttriasică şi mîluri recente sau actuale neconsolidate; coloana sedimentelor şi a rocilor este mai groasă şi mai veche cu cît ne deplasăm din zona de rifturi spre fosele oceanice; un strat bazaltic de cîţiva km sub care se află mantaua.

Pe axele acestui tip de scoarţă se dezvoltă rifturile mediooceanice,caracterizate prin absenţa sedimentelor.O serie de mări interioare,cum sînt M.Neagră,M.Roşie,ş.a.,se ataşează oceanelor din punct de vedere al naturii scoarţei,lipsindu-le stratul grani-

ic;sedimentele lor foarte groase, pînă la 10 km, repauzează direct pe stratul bazaltic.

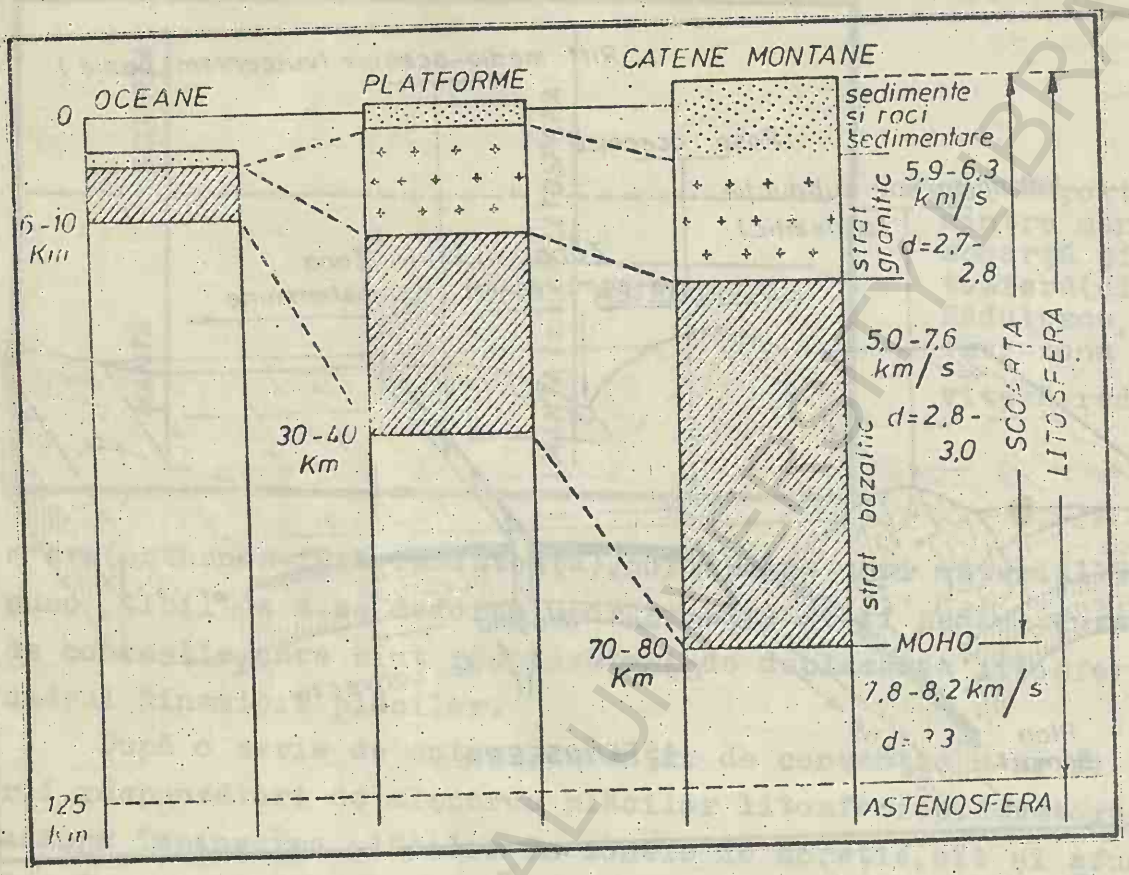


Fig.4-Diferite tipuri de scoarţă

Scoarţa intermediară. In cazul acestui tip de scoarţă, stratul granitic este în mod evident redus ca grosime, discontinuitatea Moho, aflîndu-se la o profunzime medie de ordinul a 20 km. Ea este specifică arcurilor insulare care jalonează catenele submarine, în special cele ale Pacificului de Est sau Antilelor din Atlantic. Ca şi în cazul catenelor alpine integrate azi plăcilor continentale, şi aici, reliefurile submarine jalonate de lanţurile de insule, corespund unor înrădăcinări care determină o oarecare profunzime discontinuităţii Moho, dar care nu atinge amploarea celei continentale. Un caz tipic este cel al Antilelor Mici (Mattauer, 1980) în care se poate observa trecerea de la o scoarţă oceanică la una intermediară în care apare stratul granitic, dar mult redus în grosime.

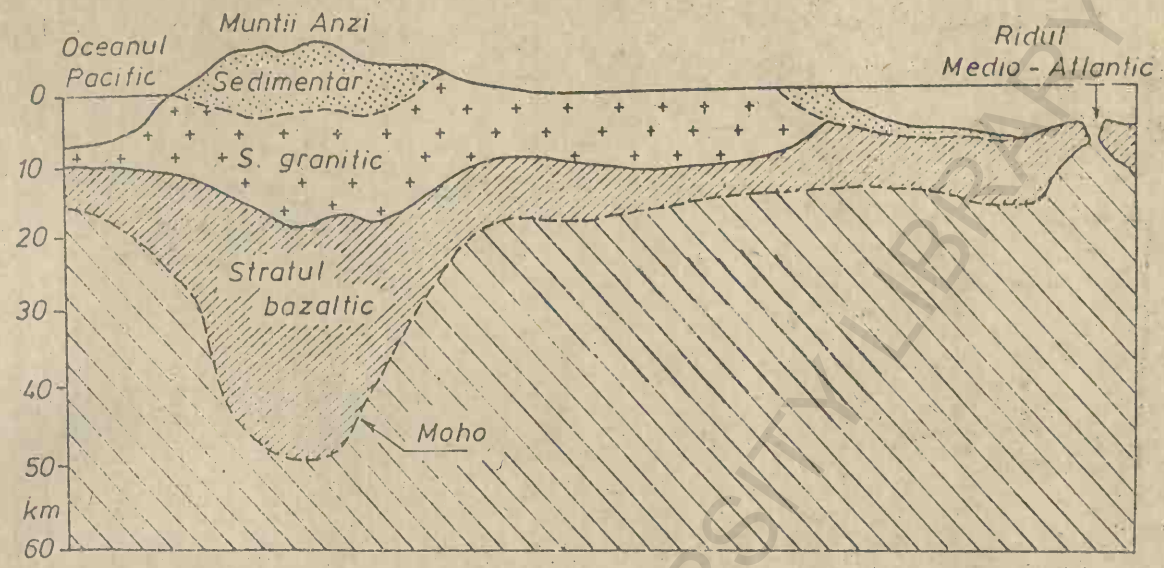


Fig.5-Constituţia scoarţei terestre în regiunea Americii de Nord, între O.Pacific şi O.Atlantic(din Mattauer, 1980)

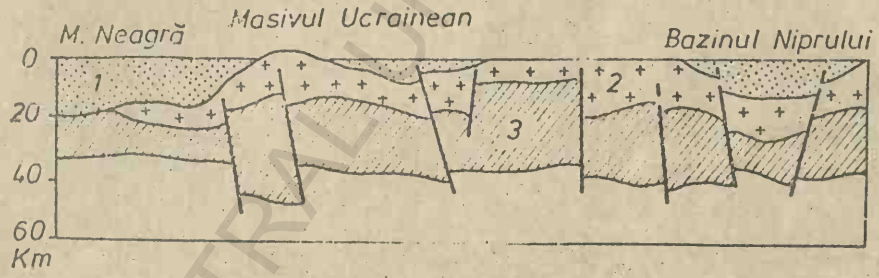


Fig.6-Structura scoarţei continentale în zona platformei esteuropene(după Sologub):1.Sedimentar;2.Stratul granitic;3.Stratul bazaltic

2.Comportamentele scoarţei;plăcile şi tensiunile legate de cinematica lor

Conform observaţiilor, scoarţa Pământului, care joacă un rol principal în mecanica terestră, este constituită din plăci de mari dimensiuni şi care cuprind, pe lîngă zonele continentale şi cele oceanice. Iniţial, a fost recunoscut un număr redus de asemenea plăci şi anume: africană, eurasiatică, nord-americană, sud-americană, indo-australiană, pacifică. Astăzi, numărul lor este sensibil ridicat(fig. 7), separîndu-se şi alte plăci cum ar fi: Nazca, Cocos, Caraibe, Filipine, Bismark, arabiei, etc.(Le Pichon, 1968; Dewey, 1976; Hamilton, 1979).

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

In cadrul plăcilor majore au fost separate apoi microplăci sau subplăci, dar a căror limite şi rol în deformările scoarţei nu sînt încă întru totul precizate.

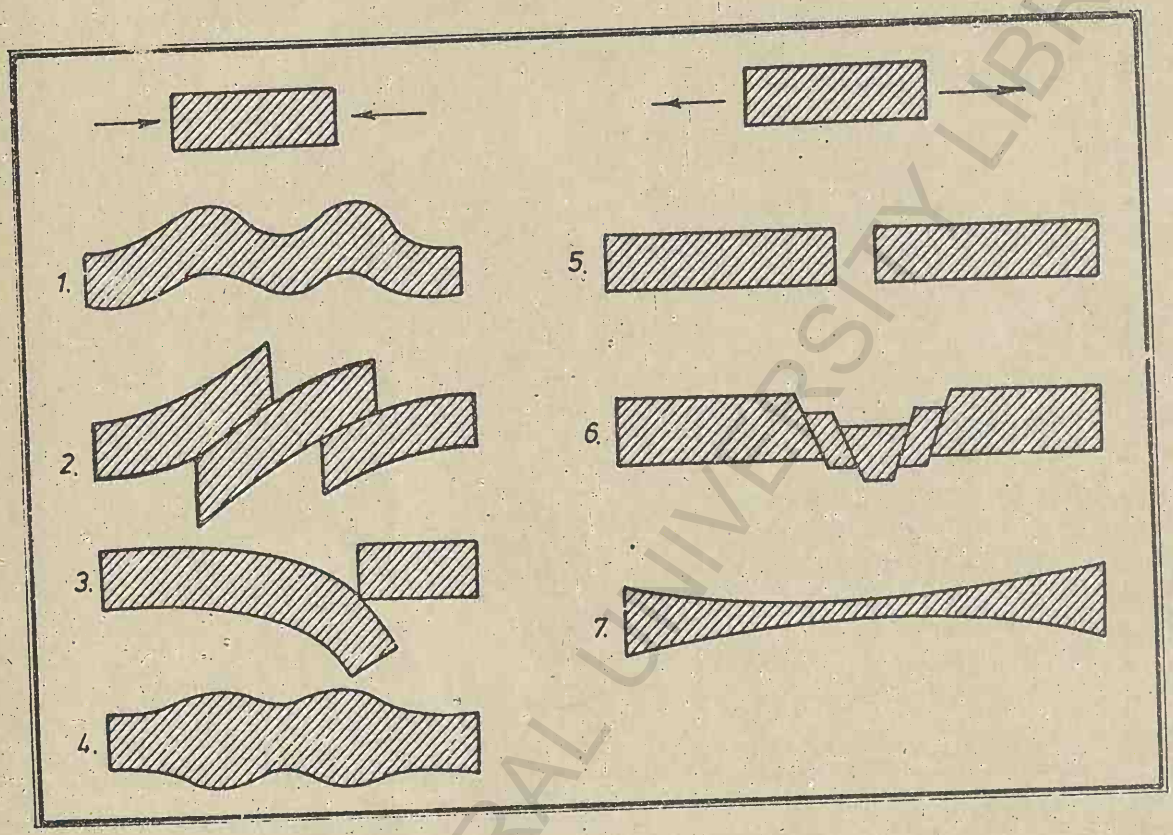


Fig.8-Răspunsurile scoarţei, supuse la distensiuni şi compresiuni pure (după Anderson, 1971): 1. Cutare; 2. Încălecare; 3. Subducţie finalizată cu coliziune; 4. Ingroşare; 5. Riftogeneză; 6. Depresiune de afundare (graben); 7. Subţiere

După părerea lui Lăzărescu (1980), atributul fundamental al oricărei plăci separate, trebuie să fie acela de a avea cel puţin pe o latură o limită de acreţie. De notat că, numai placa pacifică este constituită în exclusivitate din scoarţă oceanică, în rest, în constituţia lor intrînd atît arii continentale cît şi oceanice.

Principalele tensiuni răspunzătoare de deformările scoarţei în zonele de contact ale plăcilor în mişcare sînt compresiunile şi distensiunile.

Compresiunile. Acestea se realizează în cazul apropierii a două plăci, producîndu-se subducţia uneia din ele, finalizată prin coliziune. Scoarţa suferă o reducere dimensională, în speţă o scur-

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

tare, determinînd îngroşări, cutări, încălecări (fig.8).

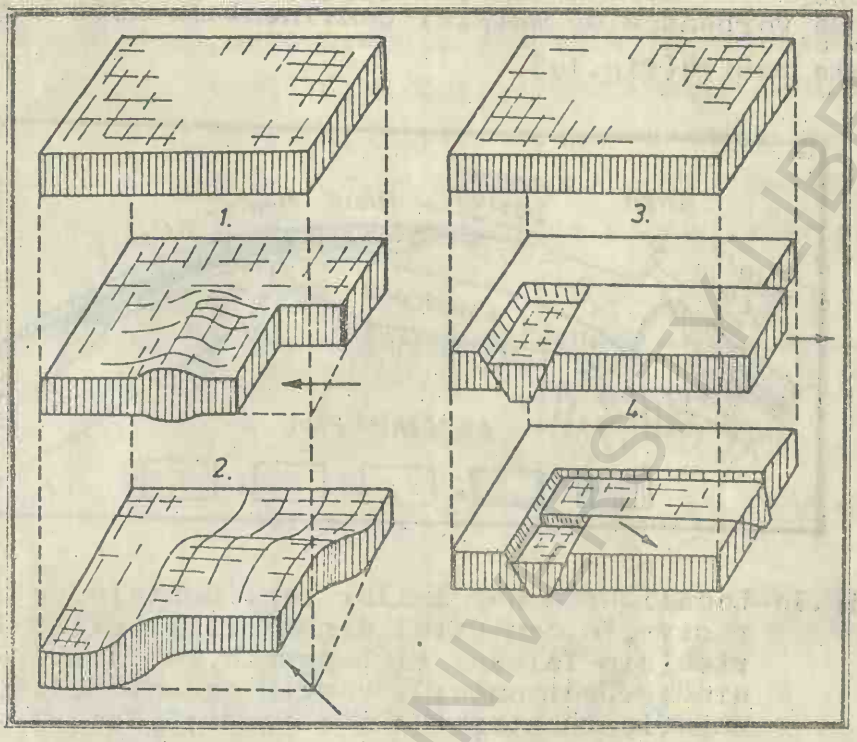


Fig.9-Deformări ale scoarţei supuse la tensiuni combinate (din Mattauer, 1980): 1. Compresiune şi culisaj; 2. Compresiune oblică; 3. Distensiune şi culisaj; 4. Distensiune oblică

Distensiunile. Se produc cînd plăcile suferă o mişcare divergentă; contrar situaţiei precedente scoarţa suferă de data aceasta o întindere. In raport de mărimea distensiunii se pot genera, fie depresiuni de afundare (grabene), fie rifturi cu neoformare de scoarţă (fig.8). In afara deformărilor introduse de mişcările de apropiere sau îndepărtare a plăcilor, există apoi mişcări verticale şi mişcări de alunecare laterală (culisaj) pe direcţiile faliilor transformante. Toate acestea corespund unor deformări sub acţiunea unor compresiuni şi distensiuni pure.

Limitele dintre plăci nefiind, de cele mai multe ori, rectilinii, rezultă că, nu vom avea niciodată numai compresiuni sau distensiuni pure, ci combinatii diverse (fig.9).

In concluzie, stările tensionale răspunzătoare de deformările scoarţei se localizează în lungul zonelor de adiacenţă a plăcilor.

BCU IASI CENTRALA UNIVERSITARA LIBRARY

Din acest punct de vedere, contactul ariilor continentale cu ariile oceanice, nu corespund neapărat cu limitele dintre plăci, ceea ceface să se vorbească de margini continentale active şi margini continentale pasive(fig.1o).

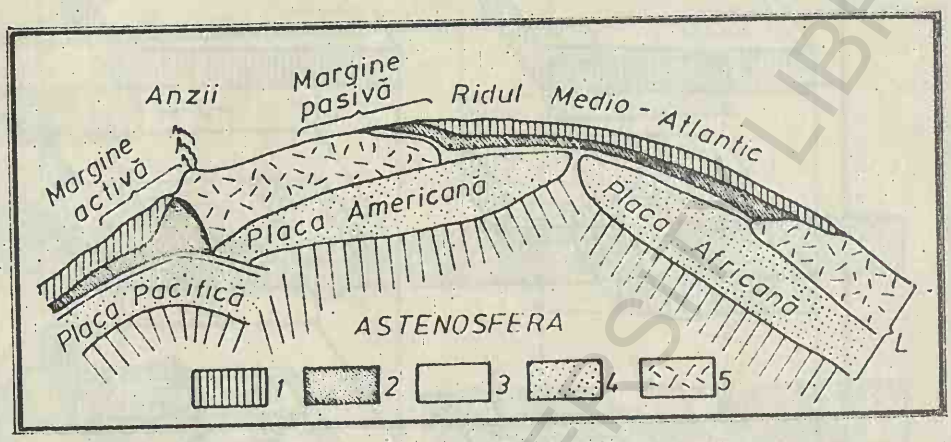


Fig.1o-Localizarea marginilor continentale active şi pasive, în contextul dinamicii plăcilor litosferice(din Talwani şi Langseth, 1981):1.Apă oceanică;2.Sedimente;3.Scoarţă oceanică;4.Mantaua superioară ataşată litosferei;5.Scoarţă continentală

3.Geometria tensiunilor în cadrul mişcării plăcilor

După cum am văzut, deformările care se produc la suprafaţa Globului sînt consecinţa unor tensiuni născute din deplasarea plăcilor rigide, unele în raport cu altele; aceste deformărisînt concentrate în zonele înguste situate la limita dintre plăci. Aceste centuri corespund la trei tipuri de deformări. Cînd plăcile se îndepărtează se produce o riftogeneză cu neoformare de scoarţă. Cînd plăcile se apropie se formează catene care corespund la o compresiune; marginile dealunecare laterală(culisaj) corespund numai la o deplasare a plăcilor, fără creare sau consum de scoarţă.

Studiul deplasării calotelor sferice, care constituie plăcile, presupune cunoaşterea cîtorva reguli geometrice simple. In primul rînd, trebuie avut în vedere că, deplasarea unei calote sferice poate fi considerată ca o rotaţie în jurul unei axe care trece prin centrul sferei(Pămîntul) şi care corespunde polilor de rotaţie, numiţi poli eulerieni sau poli de expansiune(fig.11).

In raport de polul eulerian sau de expansiune, rifturile corespund unor meridiane, în timp ce faliile transformante sînt paralele.

Primul lucru deci, care trebuie stabilit la mişcarea unei plăci în raport cu alta presupusă fixă, este determinarea polului eulerian şi a coordonatelor corespondente, care nu au nimic comun cu polul şi coordonatele geografice. Se presupune, spre exemplu, că polul de rotaţie al Americii de Sud, în raport de Africa, s-ar situa la sud de Groenlanda.

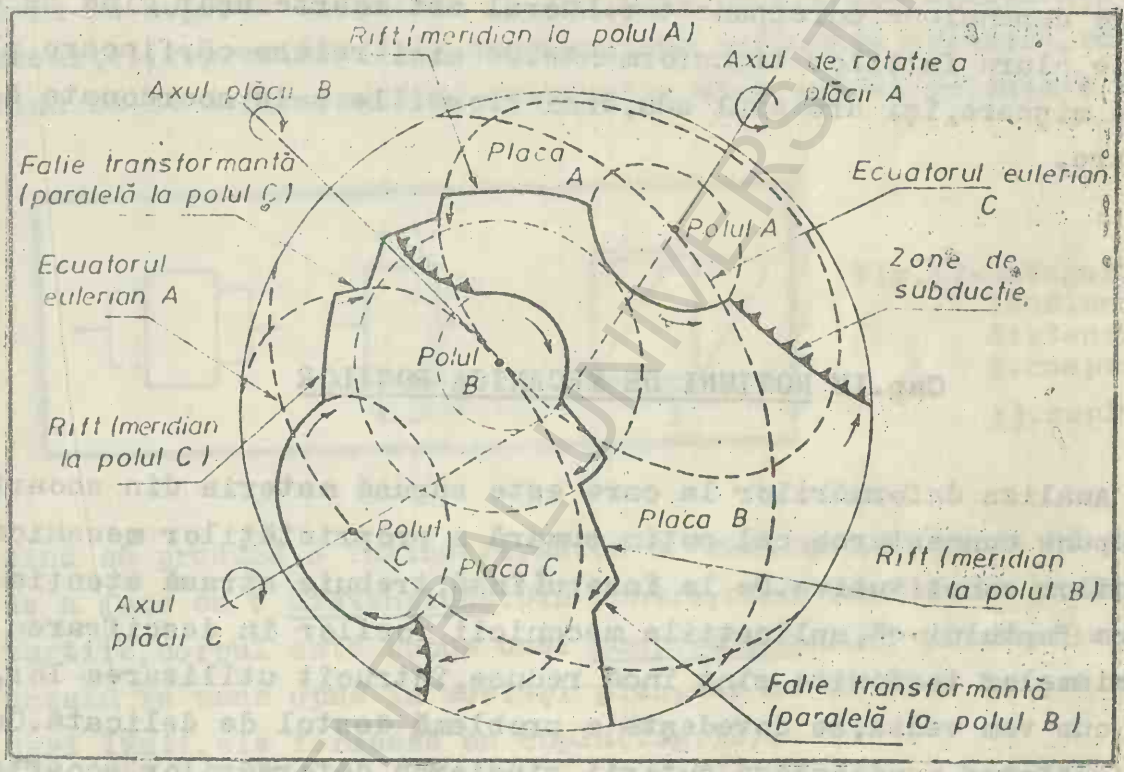


Fig.11-Coordonatele cinematice ale plăcilor(după Dewey, 1976)

In al doilea rînd, este important faptul că, în funcţie de poziţia polului eulerian se va putea prevedea uşor cum se vor comporta limitele dintre plăci în timpul deplasării lor şi ce deformări vor condiţiona. Dacă limitele sînt paralele la polul eulerian, ele vor fi sediul unor alunecări laterale(culisaj), adică vor corespunde faliilor transformante. In cazul cînd aceste limite corespund meridianelor ce trec prin polul eulerian, atunci în zonele adiacente plăcilor se vor produce fie compresiuni fie distensiuni.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Pot exista, de asemenea, compresiuni şi distensiuni oblice, în funcţie de unghiul pe care îl fac limitele dintre plăci, cu paralelele euleriene. De notat că, viteza de rotaţie se cifrează în cm/an şi că ea variază de la zero la polii eulerieni, atingînd maximum în zona ecuatorului de mişcare şi care este perpendicular pe axul de rotaţie.

Cunoscîndu-se polii eulerieni se pot deci presupune deplasările plăcilor; invers, dacă se cunoaşte tipul de deplasare care se produce în diferitele puncte ale unei plăci, se poate determina polul de expansiune corespunzător. Lucrul est foarte uşor cînd se cunoaşte alura faliilor transformante. De aici reiese că, fiecare placă în mişcare, îşi are axul său, deci propriile sale coordonate de mişcare.

Cap.IV NOTIUNI DE MECANICA ROCILOR

Analiza deformărilor la care este supusă materia din scoarţă presupune cunoaşterea cel puţin sumară a proprietăţilor mecanice a rocilor constitutive. De la început însă, trebuie atrasă atenţia asupra faptului că, aplicaţiile mecanicii rocilor în descifrarea mecanismelor tectonice sînt încă reduse, întrucît utilizarea lor, după cum vom vedea, se dovedeşte o problemă destul de delicată. Cu toate acestea, menţionează autorii, studierea deformărilor scoarţei fără a se face apel la cunoştinţele de mecanica rocilor, rămîne un fapt aberant.

Este în afara oricărei îndoieli că, numai o colaborare dintre cele două domenii, va putea duce la depăşirea stadiului descriptiv în care se găseşte încă geologia structurală şi atingerea stadiului de cuantificare a fenomenelor; numai implicarea cunoştinţelor de mecanica rocilor în explicarea mecanismelor tectonice va putea face din geologia structurală o adevărată ştiinţă.

Vom insista, în cele ce urmează, aşadar, asupra cîtorva noţiuni de mecanica rocilor, printre care: noţiunea de tensiune sau stress, stress-ul izotrop şi tensiunea sau stress-ul anisotrop (triaxial),

deformarea, relaţia stress-deformare, factorii fizici care controlează deformarea.

1. Noţiunea de tensiune; categorii de tensiuni

Cînd unui corp i se aplică forţe exterioare, se spune că suportă o solicitare mecanică. Forţa cu care este solicitat corpul respectiv, poartă numele de tensiune de încărcare. Solicitările pe care le suportă corpurile şi inclusiv rocile din componenţa scoarţei, reprezintă deci, tensiuni; sub influenţa acestora, rocile tind să se deformeze. Cînd tensiunile sînt astfel orientate, încît

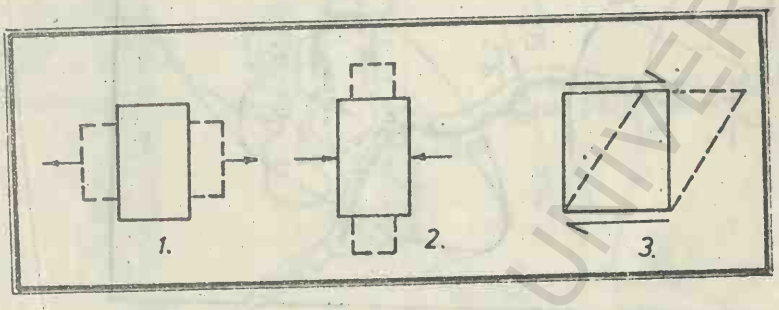


Fig.12-Categorii de tensiuni: 1. distensiune; 2. compresiune; 3. cuplu

tind să producă o întindere, adică o tracţiune, se spune că avem de a face cu o distensiune. Din contra, cînd tensiunile produc o turtire, corpul este supus unei compresiuni. Cînd tensiunile acţionează în sens opus în acelaşi plan, dar nu şi de-a lungul aceleeaşi linii, ele formează un cuplu (fig.12).

De-a lungul oricărui plan imaginar dintr-o coloană de roci, materialul de la partea superioară apasă, pe cînd cel din partea inferioară, reacţionează cu o forţă egală. Această acţiune şi reacţiune de-a lungul oricărui plan din coloană, poartă, după unii geologi, numele de stress. In sensul acesta, stressul trebuie înţeles, de fapt, ca o tensiune internă, care acţionează în masa rocilor supuse la forţe tectonice externe.

Tensiunea, respectiv stressul se măsoară ca o forţă pe unitatea de suprafaţă. Teoretic, tensiunea poate fi izotropă şi triaxială sau anizotropă.

a. Tensiunea izotropă. Corespunde cazului în care corpurile sînt introduse în lichide şi asupra cărora se exercită o presi-

une omnidirecţională, uniformă, corespunzătoare presiunii hidrostatice. In acest caz, starea de stress poate fi reprezentată printr-o sferă de rază σ (fig.13)

b. Tensiunea triaxială sau anizotropă corespunde unor variaţii de mărime şi direcţie a acesteia, starea de stress, fiind reprezentată, în acest caz, printr-un elipsoid, numit elipsoid de deformare, cu axele notate $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ şi numite, direcţie de stress principală, intermediară şi minimă. Se poate observa că, elipsoidul respectiv provine din deformarea unei sfere căreia i s-au aplicat tensiunile variabile.

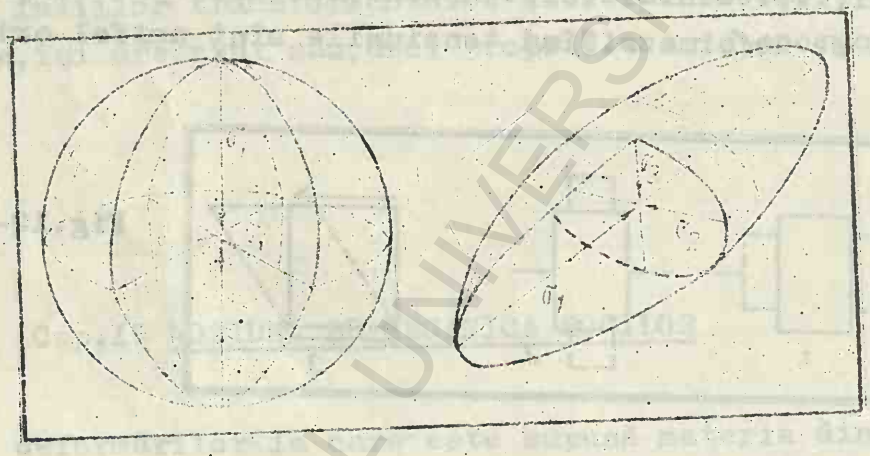


Fig.13-Cîmpul de stress izotrop(sfera) şi triaxial sau anizotrop(elipsoidul de deformare)

Cît priveşte starea de stress a rocilor din scoarţă, se constată că se pot deosebi, din acest punct de vedere, două situaţii şi anume:

--Roci în repaus, situate în plăci stabile. In acest caz, o masă de roci situată la o oarecare adîncime va suporta numai greutatea coloanei de roci suprajacente. Se consideră că această presiune măsurată într-un punct, pe diverse direcţii, nu prezintă variaţii semnificative. In consecinţă, presiunea litostatică din această porţiune a scoarţei este de tip hidrostatic. Totuşi, fiind o presiune ce se exercită într-un mediu litologic şi nu lichid, la adîncimi reduse, presiunea pe orizontală va avea o valoare mai mică decît cea care se exercită pe verticală; în consecinţă, în jurul unui punct de adîncime redusă, ea prezintă o variaţie elipsoidală. Deci, deşi forţele care acţionează pe faţa superioară şi pe

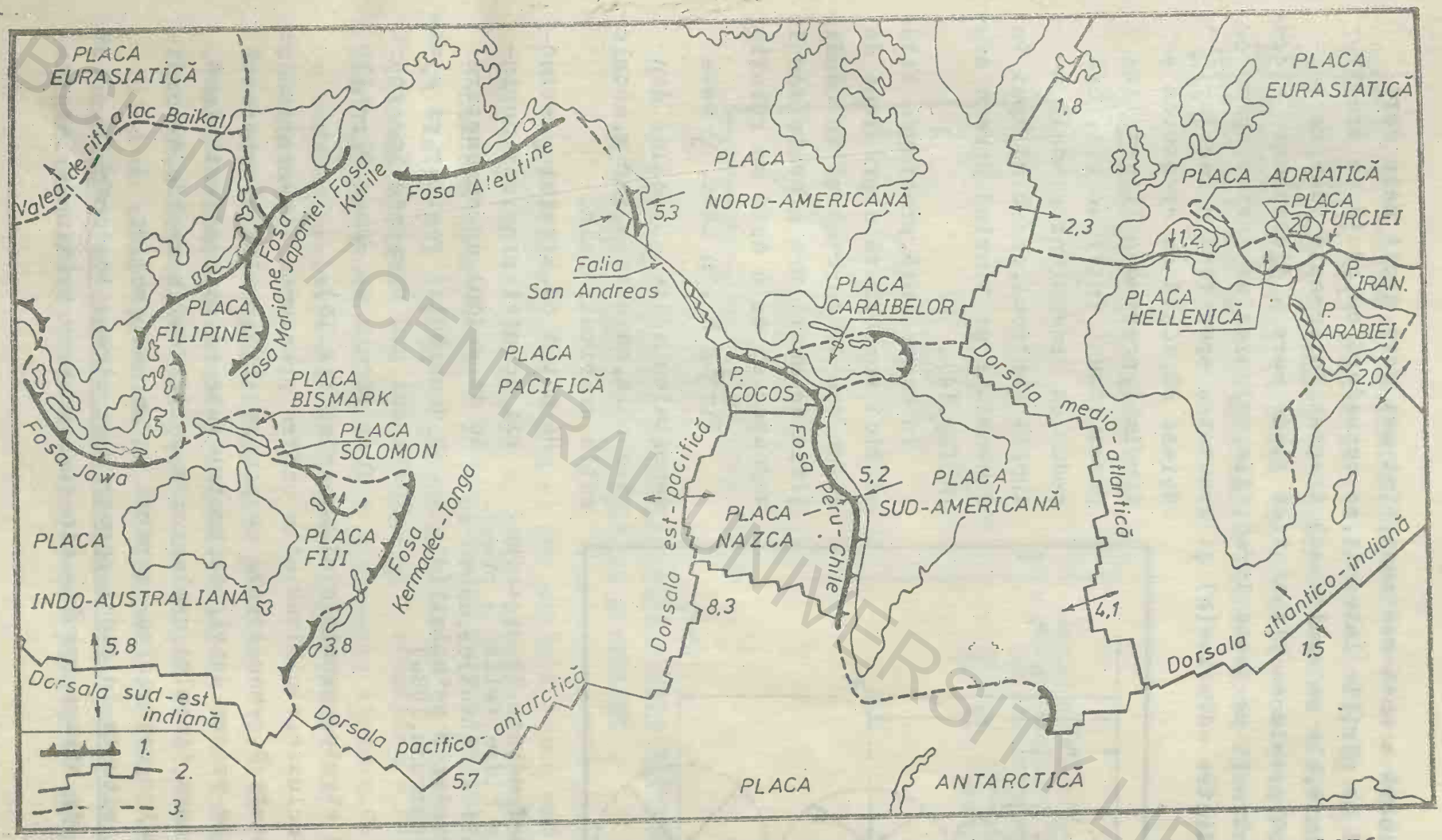


Fig.7-Macro şi microplăcile terestre şi cinematica lor(compilaţie după Dewey,1976; MCKenzie şi Richter,1979;Hamilton,1979):1.Zone de subducţie;2.Dorsale şi falii transformante;3.Limite incerte de plăci;1,8;2,3-viteza de mişcare a plăcilor

cea inferioară a unei secţiuni, sînt mai mari decît cele care acţionează pe părţile laterale, se consideră că, odată cu creşterea adîncimii, ele se egalizează treptat; în această idee, se poate spune că, presiunea litostatică tinde spre o distribuţie hidrostatică, întrucît pe toate direcţiile, valoarea ei devine egală cu produsul dintre adîncime(h) şi greutatea specifică a rocilor(ρ).

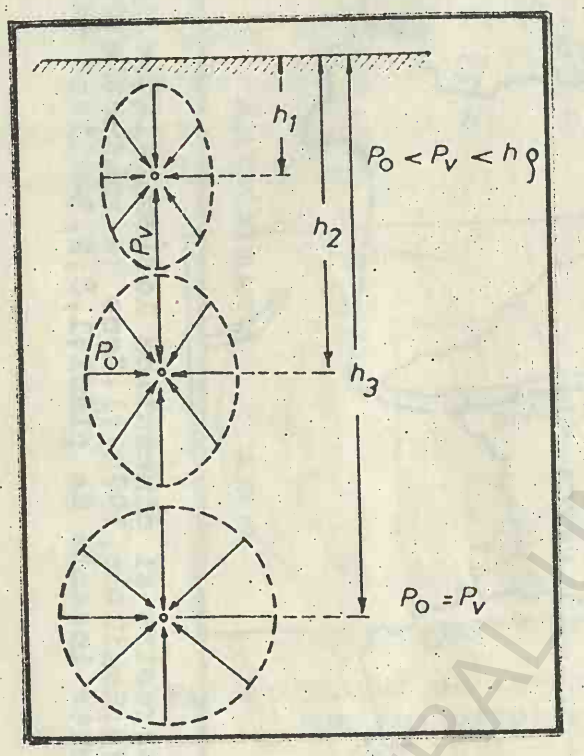


Fig.14-Tendinţa de distribuţie hidrostatică a presiunii litostatice, odată cu creşterea adîncimii(din Lăzărescu, 1980)

Reiese că, odată cu creşterea adîncimii, presiunea litostatică prezintă mai întîi un elipsoid, redus ca dimensiuni şi mult alungit vertical, crescînd apoi în dimensiuni şi tinzînd spre o sferă(fig.14).

In consecinţă, presiunea litostatică reprezintă o presiune de volum sau de sarcină şi în condiţiile de echilibru gravitaţional, valoarea ei este dată de relaţia:

$P_l = \rho . g . h$, în care, ρ este densitatea medie a rocilor din coloană, h, adîncimea, iar g, acceleraţia gravitaţională.

De notat că, precizia estimării acestei presiuni depinde de gradul de cunoaştere a densităţii rocilor şi a valorii lui g. O asemenea încercare a fost făcută de către Birch(1955) pentru stratul granitic al scoarţei(fig.15).

In concluzie, similitudinile dintre presiunea litostatică şi cea hidrostatică, demonstrează că scoarţa Pămîntului se comportă ca un lichid extrem de vîscos, proprietate ce se manifestă însă, numai la scara timpului geologic; la solicitările rapide, de ordinul secundelor, scoarţa se comportă ca un corp solid.

-Roci situate în plăci supuse unui stress tectonic. In acest caz, cîmpul de stress rezultă din suprapunerea presiunii litosta-

tice(σ_i) şi tensiunii tectonice, ultima fiind triaxială şi caracterizată prin cele trei direcţii de tensiuni $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$. O dată cu adîncirea, creşte nu numai presiunea litostatică dar şi valorile lui $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$. Orientările celor trei axe sînt în funcţie de deformările pe care le suferă scoarţa, în raport direct de tipul de stress.

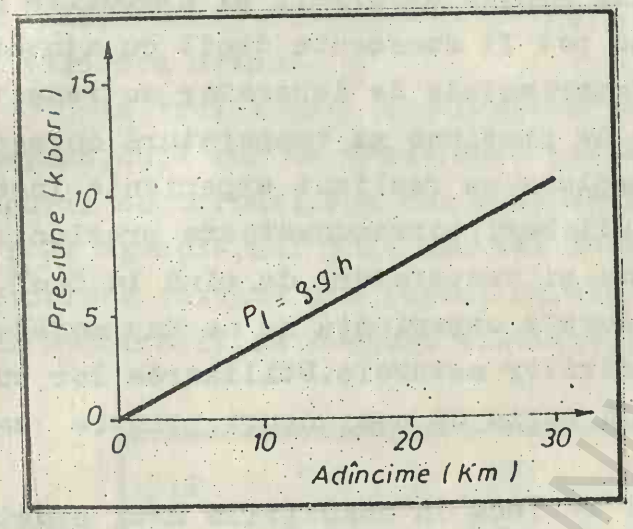


Fig.15-Valoarea presiunii litostatice, în raport de adîncime, pentru scoarţa granitică (după Birch, din Seclăman, 1981)

2. Noţiunea de deformare: relaţia stress-deformare în cazul corpurilor ideale şi a rocilor

a. Deformarea. Cînd un corp îşi schimbă forma sub impulsul unor tensiuni de încărcare, se spune că este deformabil. Dacă se consideră două puncte M şi N ale unui corp nesolicitat, cu distanţa dintre ele l_0 şi li se aplică o tensiune de tracţiune (întindere), distanţa dintre ele se modifică cu l, rezultînd o alungire egală cu $l-l_0$ cunoscută sub numele de deformaţie liniară. Cînd intervine o compresiune, aceeaşi distanţă se reduce, deformaţia liniară fiind o scurtare.

Pe lîngă alungiri se produc şi alunecări. Alunecarea reprezintă deplasarea relativă a două părţi dintr-un corp, separate printr-o suprafaţă care rămîne tot timpul în contact; suprafaţa fiind un plan, deplasarea se face paralel cu planul. Ansamblul alungirilor şi alunecărilor din jurul unui punct al oricărui corp supus unor solicitări mecanice, poartă numele de deformare ($\mathcal{E}$).

b.Relaţia stress-deformare.Se înţelege că,investigaţiile tectonice au în vedere,în primul rînd,rezultatul final al deformărilor,or,această manieră de studiu al structurilor nu ne poate oferi date cu privire la cîmpurile de stress care au determinat aceste deformări.

Din acest motiv,relaţiile dintre deformări şi cîmpurile de stress care le-au precedat,nu pot fi cunoscute decît cu ajutorul experienţelor de laborator.Experienţele de laborator au reuşit să realizeze,în mare,condiţiile de presiune şi temperatură care domină în scoarţă;aşa spre exemplu,s-au realizat experienţe în care s-au simulat presiuni de lo kilobari,corespunzătoare presiunii litostatice de la 4o km adîncime şi temperaturi de pînă la 8oo°.

Se consideră totuşi că,aceste experienţa nu ne dau modele întru totul aplicabile deformărilor naturale.Utilizarea lor cu anumite rezerve,are în vedere o serie de neajunsuri,printre care se menţionează:

-deformarea în laborator se face în condiţiile unei simetrii axiale şi nu corespunde decît cazului particular cînd $\sigma_2 = \sigma_3$;

-eşantioanele sînt întotdeauna de dimensiuni reduse;

-viteza de deformare în experienţe este întotdeauna infinit mai mare decît viteza de deformare care se realizează în condiţii naturale.

Cu toate acestea,datele experienţelor nu pot fi neglijate, motiv pentru care,în stabilirea relaţiilor dintre stress şi deformare se apelează,cel mai adesea,la legile rheologiei.

După cum se ştie,cînd corpurile sînt supuse la stress-uri dirijate,cu valoare crescîndă,măsurarea deformărilor duce la realizarea curbei stress-deformare.Alura acestei curbe depinde de proprietăţile rheologice ale corpurilor.Din acest punct de vedere,se deosebesc:corpuri elastice(solidul lui Hooke),corpuri plastice(corpul lui Saint Venant) şi corpurile vîscoase(fluidul lui Newton).

Corpuri elastice.La acestea,deformarea este reversibilă şi proporţională cu stressul;timpul nu intervine în deformare. Diagrama stress-deformare este unică la încărcare şi descărcare (fig.16).Cu alte cuvinte,în cazul unui comportament elastic,după

suprimarea stressului, corpul revine la forma sa inițială.

Corpuri plastice. Se caracterizează prin deformare continuă, dar de la un anumit prag al stressului. Dacă stressul este suprimat, deformarea conservă valoarea atinsă. Comportamentul plastic se definește deci, prin păstrarea deformărilor după suprimarea tensiunii de încărcare.

Corpuri vîscoase. Deformarea este funcție de timp și se face cu viteză constantă. După dispariția stressului deformarea conservă valoarea atinsă.

Cele trei tipuri de diagrame stress-deformare prezentate, corespund, după cum am văzut, unor corpuri ideale. In cazul altor categorii de corpuri, așa cum sînt de pildă rocile, comportamentul lor se apropie, mai mult sau mai puțin, de corpurile ideale. Această apropiere rezultă din faptul că, ele se comportă succesiv, în cursul deformării, ca corpuri elastice, plastice și vîscoase.

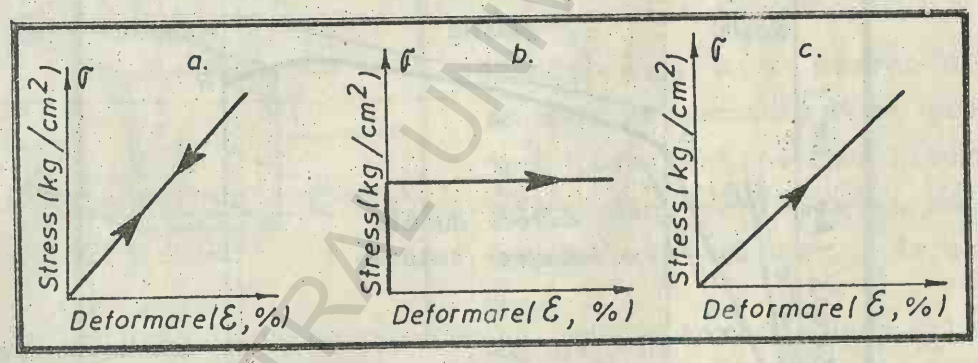


Fig.16-Diagramele stress-deformare pentru corpurile ideale, elastice(a), plastice(b) și vîscoase(c)(din Mattauer, 1980)

In încercările de laborator s-au obținut curbe stress-deformare de alură variabilă, funcție de natura rocilor și condițiile de experiență. Cazul cel mai general însă, corespunde unei curbe din care se pot deduce următoarele(fig.17):

-Intr-un prim stadiu, curba corespunde la o dreaptă cu pantă mare, ceea ce arată că deformarea este puțin importantă, indicînd o relație liniară între stress și deformare; acest prim stadiu de deformare corespunde domeniului elastic, întrucît prin suprimarea stress-ului, roca revine la forma inițială. Unele roci pot atinge

punctul de ruptură(R) încă din domeniul elastic sau la începutul domeniului plastic;se vorbeşte în acest caz de o ruptură fragilă.

-Rocile care nu prezintă o ruptură fragilă se deformează în continuare,curba stress-deformare,suferind o inflexiune şi continuînd cu o pantă redusă;această porţiune de pantă mai redusă,dinaintea rupturii(R),corespunde domeniului de deformare plastică; punctul de inflexiune reprezintă pragul de elasticitate(P);

-In toate cazurile,după o anume valoare a deformării,stressul crescînd peste rezistenţa maximă,numită şi rezistenţă limită,roca cedează prin rupere(R).Dacă deformarea înaintea rupturii prezintă o valoare redusă,se spune că roca este casantă sau competentă(Willis,1893);dacă deformarea este importantă,se spune că roca este

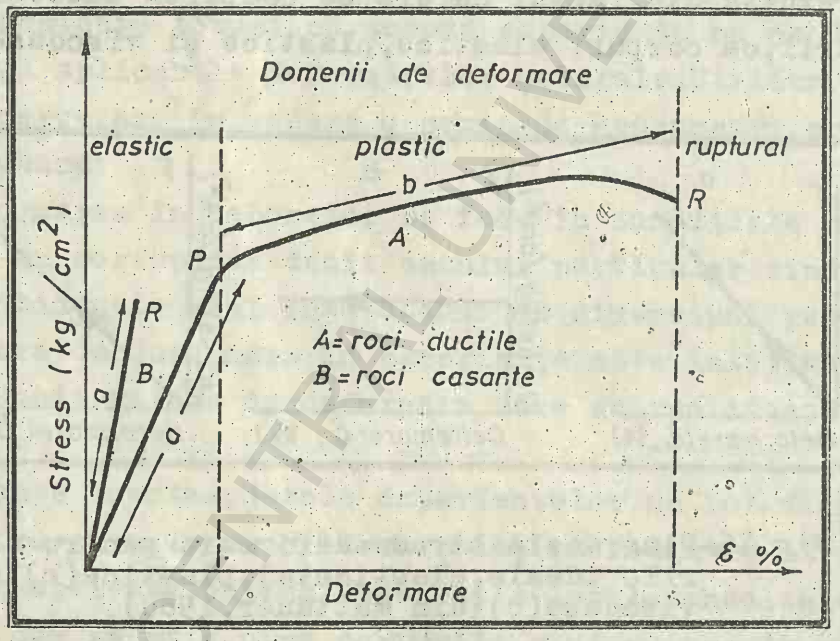


Fig.17-Diagrama stress-deformare în cazul comportamentului elastico-plastic al rocilor(din De Sitter,1969): a.Domeniul elastic;b.Domeniul plastic;P-Pragul de elasticitate;R-Punctul de ruptură

ductilă sau incompetentă.Mai concret,se poate spune că,rocile casante prezintă un interval mic între pragul de elasticitate şi ruptură,unele cedînd chiar înaintea atingerii acestui prag(ruptura fragilă),în timp ce rocile ductile au un interval larg de manifestare a deformaţiilor plastice.De reţinut că,natura competentă

sau incompetentă, conform cu sensul iniţial acordat de Willis, se referă la capacitatea rocilor de a prelua şi transmite eforturile tectonice.

3. Deformare şi rupere

După cum am văzut, un cîmp de stress este reprezentat, întotdeauna prin trei stress-uri perpendiculare, adică un stress principal sau maxim (σ_1), unul minim (σ_3) şi un stress intermediar (σ_2). Stressul de deformare poate fi derivat din aceste trei valori. Luînd ca referinţă o unitate cubică, într-un cîmp de stress, se pot defini trei situaţii şi anume:

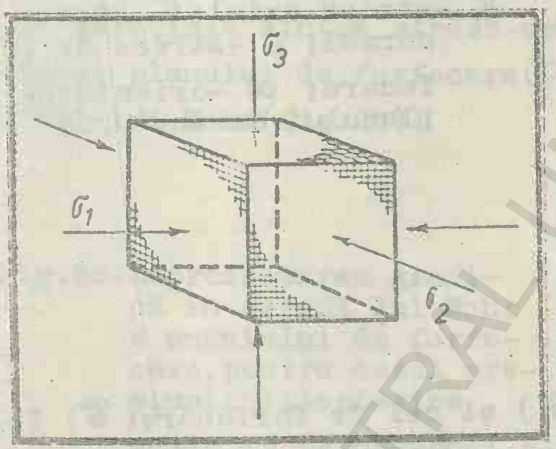


Fig. 18-Deformarea elastică a unui cub supus la un stress triaxial

-Cînd $\sigma_3 < \sigma_1 = \sigma_2$, se produce o deformare elastică a cubului, care vai fi o alungire în direcţia lui σ_3;

-Cînd $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$, starea de stress corespunde unei presiuni hidrostatice sau litostatice, adică omnidirecţională, nedeterminînd nici o deformare;

-Cînd $\sigma_3 > \sigma_1 = \sigma_2$, deformarea cubului va fi o scurtare elastică pe direcţia lui σ_3. Experimental, s-a constatat că scurtarea elastică într-o direcţie este însoţită de o alungire elastică în ambele direcţii perpendiculare şi invers. Deformarea se va face deci, întotdeauna, în plan perpendicular pe planul care conţine cea mai mare diferenţă de stress ($\sigma_1 - \sigma_3$; $\sigma_3 - \sigma_1$).

Dar, domeniul deformării elastice a rocilor nu este nelimitat. La o anumită creştere a stressului se produce ruperea lor, de-a lungul anumitor plane. Această ruptură nu se produce oricum. Ea se realizează după un plan care formează cu stressul de deformare un anumit unghi.

Pentru a studia alura rupturii, se consideră un eşantion ci-

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

lindric supus la un stress axial σ_1 ,în condiţiile unei presiu tostatice(σ_3) egale cu zero(fig.19).Se observă din figură că,st ssul axial(σ_1) se descompune în două stress-uri derivate, σ ,nor ,perpendicular,şi,un altul τ ,paralel cu planul de ruptură,ultim cunoscut şi sub numele de stress de forfecare.Valorile lui σ şi variază în funcţie de orientarea planului de ruptură,adică de m rimea unghiului α.

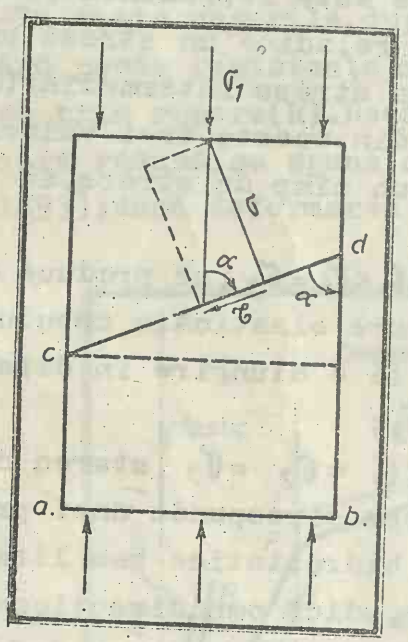


Fig.19- Descompunerea stressului axial pe planul de forfecare (din De Sitter,1969);
σ_1 -stress axial; σ -stress normal; τ -stress de forfecare; α -orientarea planului de ruptură

Exprimînd stressul normal(σ) şi cel de forfecare(τ) în funcţie de σ_1 ,utilizînd triunghiul dreptunghic format,se obţine

$$\sigma = \sigma_1 \sin\alpha$$
$$\tau = \sigma_1 \cos\alpha$$

Plecînd de la definiţia stressului ca fiind o forţă care act ţionează pe unitatea de suprafaţă,se pot calcula stressurile deri vate,normal(σ) şi de forfecare(τ).

$$\sigma = \frac{F}{S} = \frac{\sigma_1 \sin\alpha}{cd}$$

Valoarea lui cd se obţine în raport de ab şi α ,ab fiind e- gal cu unitatea.

$$\sin\alpha = \frac{ab}{cd} = \frac{1}{cd} \quad ; \quad cd = \frac{1}{\sin\alpha} \quad ; \quad \sigma = \frac{\sigma_1 \sin\alpha}{\frac{1}{\sin\alpha}} = \sigma_1 \sin^2\alpha$$

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

In mod special ne interesează însă τ :

$$\tau = \frac{\sigma_1 \cos\alpha}{\frac{1}{\sin\alpha}} \qquad \tau = \sigma_1 \cos\alpha \cdot \sin\alpha$$

Se ştie însă că: $\cos\alpha \sin\alpha = \frac{1}{2}\sin 2\alpha$; rezultă atunci că:

$$\tau = \frac{\sigma_1}{2}\sin 2\alpha$$

Din moment ce putem cunoaşte mărimea lui τ, corespunzătoare oricărei valori a lui α, înseamnă că putem prevedea şi poziţia planului după care se va produce forfecarea. Evident, forfecarea va corespunde valorii maxime a lui τ. Cum această se realizează pentru $2\alpha = 1$, adică pentru sinusul de 90°, înseamnă că valoarea unghiului este de 45°.

Relaţiile dintre stress-urile principale, cele derivate şi unghiul planului de forfecare (α) pot fi ilustrate grafic prin cercul lui Mohr (fig. 2o).

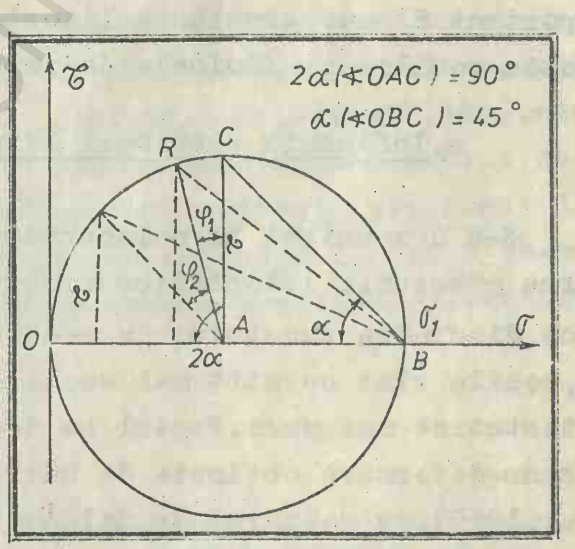


Fig. 2o - Reprezentarea grafică în cercul lui Mohr a unghiului de forfecare, pentru cazul presiunii litostatice egale cu zero - cercul trece prin origine (din Mattauer, 198o)

Din această reprezentare grafică se poate observa cu uşurinţă că, valoarea maximă a lui τ se găseşte în punctul C şi că, ea corespunde unui unghi α de 45° (∢ OBC), în situaţia în care 2α este egal cu 9o° (∢ OAC). Experienţele arată însă că, efectiv, unghiul α nu depăşeşte niciodată 45°, dar că el este uşor sub această valoare. Din acest motiv, forfecarea nu corespunde deci punctului C, ci unui punct R, corespunzător unui unghi de o valoare ceva mai mică. R va fi întotdeauna mai îndepărtat de C, adică pla-

BCU "Al. I. Cuza" IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

nul de ruptură se va realiza sub un unghi mai mic de 45° , cu cît unghiul de frecare interioară(φ) a rocilor va fi mai mare(φ_1 ; φ_2)

4.Factorii fizici care controlează deformarea

Incercările de laborator cît şi realităţile din natură arată că,deformarea rocilor variază nu numai de la un tip litologic la altul dar şi în funcţie de anumiti factori fizici;mai mult,în anumite condiţii de adîncime şi temperatură,roci de factură litologică diferită,prezintă curbe stress-deformare asemănătoare,adică au un comportament similar.Intr-un cuvînt,se poate spune că,deformarea,şi,în ultimă instanţă,realizarea structurilor tectonice depinde de parametrii fizici care caracterizează rocile în momentul solicitărilor mecanice(compresiune,distensiune).

Dintre factorii fizici care controlează deformarea,un rol important îl au: presiunea litostatică,temperatura,adîncimea,anizotropia rocilor şi fluidele de impregnaţie.

a.Influenţa presiunii litostatice

S-a demonstrat prin încercări de laborator,că odată cu creşterea presiunii litostatice creşte şi valoarea deformărilor plastice dinaintea punctului de cedare(R).Cu alte cuvinte,se deduce că,rocile sînt cu atît mai ductile,cu cît sînt supuse la presiuni litostatice mai mari.Faptul se deduce cu uşurinţă din curbele stress-deformare obţinute de către Griggs,Handin şi Hager(de Sitter,1969),pe calcarul de Solenhofen şi dolomite,care au fost supuse la presiuni litostatice crescute(fig.21;22).

Din acest curbe se constată că,atît în cazul dolomitelor, cît şi al calcarelor,considerate în general roci casante,competente,valorile deformărilor elastice şi plastice cresc odată cu presiunea litostatică,lucru deosebit de important pentru geologia structurală.

Presupunerea lui Heim,după care cutarea rocilor a fost posibilă după consolidarea lor,datorită presiunii litostatice introdusă de adîncime,a fost demonstrată experimental.Concret,din aceste

curbe se observă că, pînă la o presiune litostatică de 4ooo de atmosfere, calcarul s-a comportat ca o rocă casantă, momentul ruperii intervenind imediat. Incepînd însă cu 6ooo de atmosfere în sus, calcarul s-a comportat ca o rocă ductilă, prezentînd o deformare plastică considerabilă; maximum a fost atins la lo.ooo de atmosfere, cînd valoarea deformării a atins 22% (scurtare), la un stress de compresiune de aproape lo.ooo kg/cm^2.

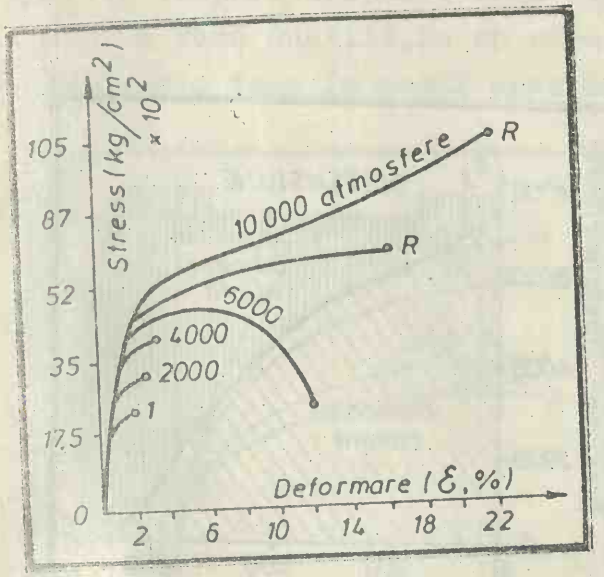


Fig.21-Influenţa presiunii litostatice asupra deformării calcarului de Solenhofen (după Griggs)

Concluzia acestor experienţe este că rocile în condiţii de suprafaţă sînt casante, dar, odată cu creşterea presiunii litostatice, momentul rupturii lor se îndepărtează, lărgindu-se considerabil domeniul deformării plastice. Trebuie adăugat însă că, influenţa presiunii litostatice diferă după tipul de stress. In mod normal, o rocă casantă poate deveni ductilă, plastică, dacă creşte presiunea litostati-

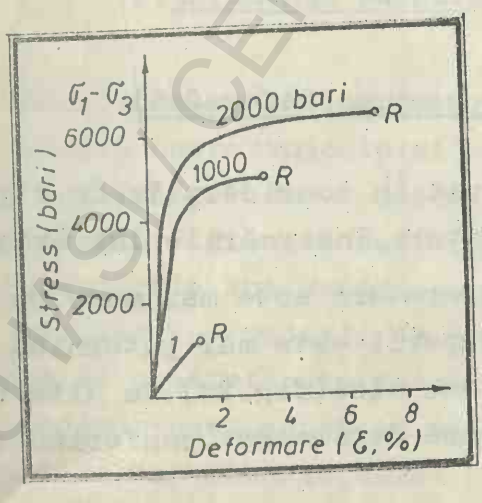


Fig.22-Curba stress-deformare a unui dolomit, pentru valori crescute ale presiunii litostatice (după Handin şi Hager, 1957, din Mattauer, 1980)

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

că.Dar,aşa cum a observat Heard(în de Sitter,1969),la o temperatură dată,această transformare necesită,în cazul unui stress de compresiune,o presiune litostatică mai scăzută decît în distensiune(fig.23).

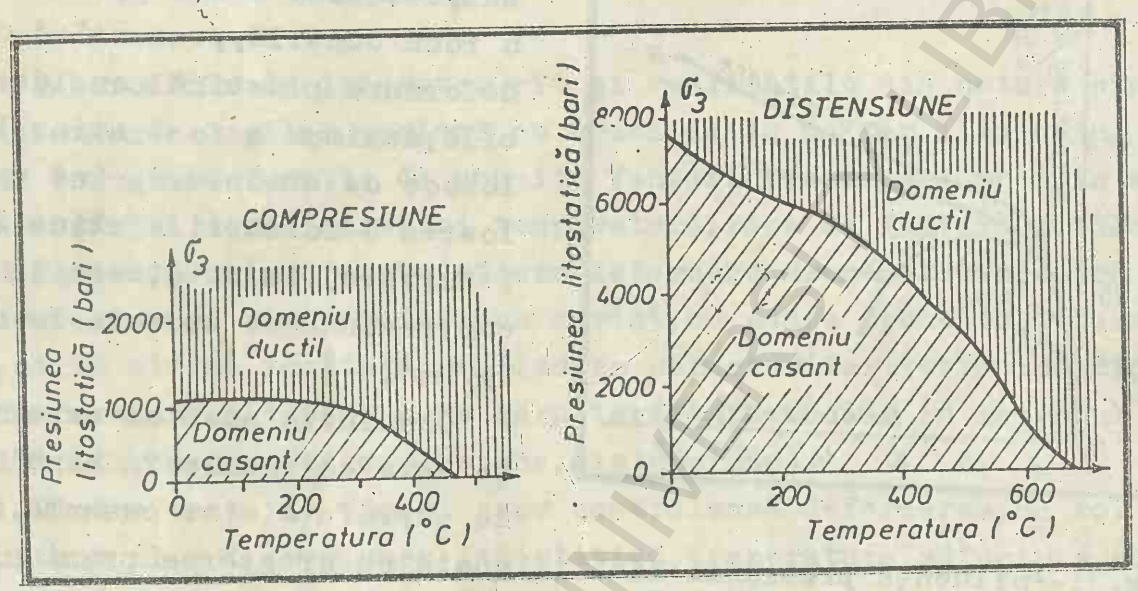


Fig.23-Limitele casanţă/ductilitate la calcarul de Solenhofen,în relaţie cu presiunea litostatică,temperatură şi natura stressului(după Heard din De Sitter,1969)

Faptul are o influenţă directă asupra fracturilor din scoarţă, în sensul că,faliile de compresiune(inverse) vor dispare în adîncime,înaintea celor de distensiune(normale).

b.Influenţa temperaturii asupra deformării

Unul din factorii care s-au luat în consideraţie în experienţele de laborator a fost şi temperatura.Incercările lui Griggs şi Heard au arătat clar că,cu cît temperatura este mai mare,cu atît deformarea care precede momentul ruperii este mai puternică şi se face cu un stress de o valoare mai mică(fig.24).Cu alte cuvinte,creşterea temperaturii facilitează deformarea,conferind rocilor o ductilitate ridicată.

Ca şi în cazul influentei presiunii litostatice,influenţa

temperaturii se diferenţiază ca efect asupra deformării în raport de tipul de stress, compresiune sau distensiune. Aceeaşi creştere de temperatură, care este capabilă de a transforma o rocă casantă în rocă ductilă, la un stress de compresiune, nu este capabilă de a o face în cazul unei distensiuni. Avem de a face, în această situaţie, cu o conjugare între presiunea litostatică şi temperatură în determinarea limitei casanţă/ductilitate. Aşa spre exemplu, din diagramele menţionate (fig.23), care privesc limitele casanţă/ductilitate, se deduce cum, pentru o temperatură de 300°, în condiţii de compresiune, este suficientă o presiune litostatică de aproape 1 kilobar, pentru a conferi unui calcar ductilitate, în timp ce în distensiune este nevoie de o presiune litostatică ce depăşeşte 5 kilobari.

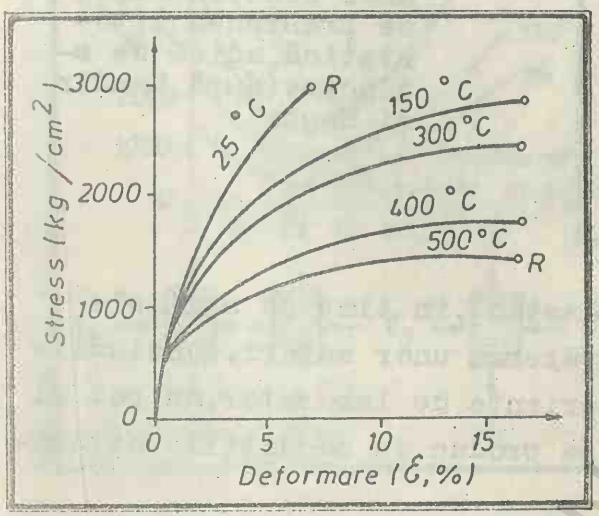


Fig.24-Curbe stress-deformare a unor calcare, obţinute în condiţiile creşterii temperaturii de încercare (după Griggs şi Heard)

c. Influenţa adîncimii asupra deformării

Cunsocîndu-se influenţa presiunii litostatice şi a temperaturii asupra comportamentului rocilor, se pot trage concluzii şi asupra rolului pe care-l joacă adîncimea în deformare şi care stă în legătură directă cu factorii amintiţi.

Incercările lui Handin şi Hager oferă cîteva date ale deformării rocilor în condiţii de presiuni litostatice şi temperaturi crescute. Se constată din aceste încercări, că pragurile de ruptură se îndepărtează odată cu adîncimea, ceea ce arată că rocile devin ductile, dar fiecare, avînd o anumită alură a curbei deformării (fig.25). De asemenea, se mai poate deduce că, de la o oarecare adîncime, unele roci, cazul argilelor şi gresiilor din diagramă,

BCU Cluj / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

suferă o inversiune de comportament, curbele avînd tendinţa de a se uni. Această inversiune se referă la faptul că, de la adîncimea

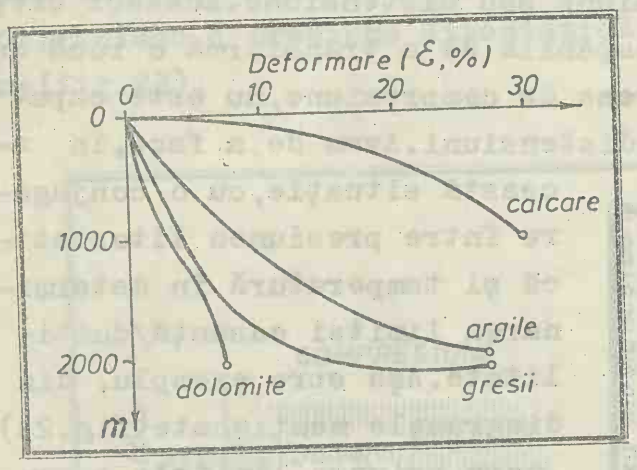


Fig.25-Curbe, ilustrînd valoarea deformărilor unor roci, în raport de presiunea litostatică, adică de adîncime (după Handin şi Hager)

respectivă, gresiile se comportă plastic, în timp ce argilele îşi diminuează ductilitatea. După părerea unor autori, concluziile din urmă, fiind obţinute în experienţe de laborator, nu pot fi încă extrapolate deformărilor ce se produc în condiţiile naturale din scoarţă.

d. Influenţa anizotropiei rocilor asupra deformării

Anizotropia reprezintă un termen împrumutat din cristalografie şi ea se referă la toate corpurile a căror proprietăţi variază cu direcţia. Rocile sînt şi ele corpuri anizotrope, particularitate introdusă de stratificaţie, în cazul rocilor sedimentare, şi, şistozitate la cele metamorfice.

Experienţele lui Donath au demonstrat influenţa anizotropiei asupra comportamenzului rocilor la solicitările tensionale (fig.26). Faptul este bine ilustrat de curbele obţinute de acest autor şi a căror alură este funcţie de unghiul pe care-l face stressul cu planul de şistozitate. Practic, valoarea stressului de compresiune, care produce ruperea, atinge maximum cînd acesta este perpendicular pe şistozitate şi minim, pentru o înclinare a acesteia de 30°.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

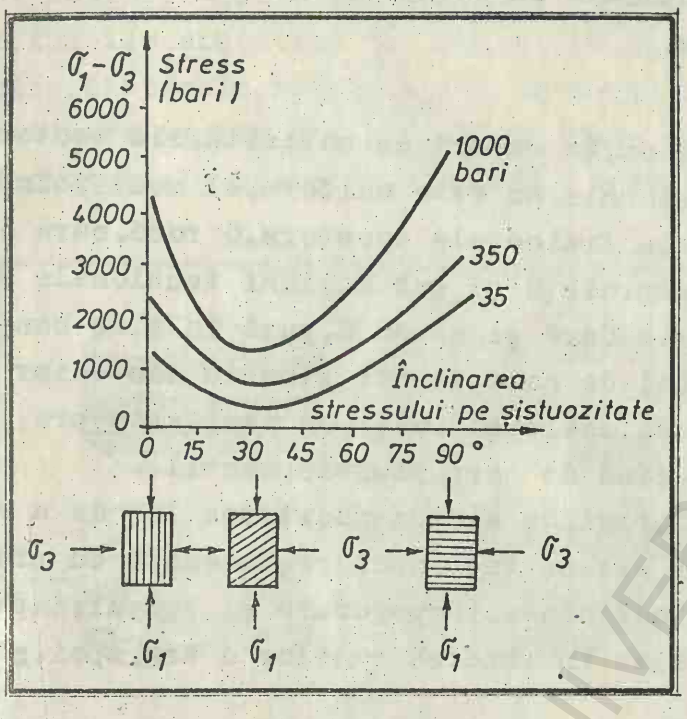


Fig.26-Curbele pragului de rezistență a unor roci, în raport de șistozitate (după Donath, din Mattauer, 1980)

e. Influența fluidelor de impregnație asupra deformării

Majoritatea rocilor au o structură susceptibilă de a primi în constituția lor diferite fluide, ca apă, petrol și chiar gaze. Se ajunge ca fluidele să atingă presiuni egale sau ușor superioare presiunii litostatice. Experiențele au arătat că prezența fluidelor are o mare importanță în procesul deformării rocilor și că, încercările la "sec" nu reprezintă decît un caz limită (fig.27). Din curbele obținute de Griggs pe marmure, reiese că, valoarea stressului la care intervine ruperea, scade cu cît rocile au un conținut mai mare de fluide și invers. Rocile își ridică ductilitatea la presiuni slabe ale fluidelor și devin mai casante cu cît presiu-

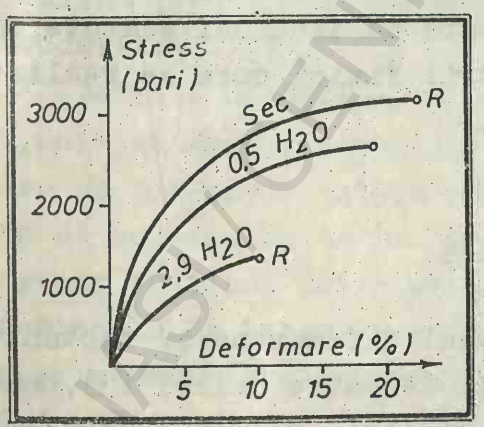


Fig.27-Curbele stress-deformare la o marmură supusă la compresiune, cu conținuturi variabile de apă (după Griggs)

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

nea, respectiv cantitatea acestora, creşte. Se poate conchide că, saturaţia rocilor în apă, întîrzie întotdeauna deformarea plastică, făcînd rocile mai casante.

Concluzii

-Comportamentul rocilor, în raport de solicitările tectonice, considerate ca stări tensionale, nu este uniform, el modificîndu-se în funcţie de condiţiile fizice ale acestora. O rocă, care în condiţiile obişnuite de suprafaţă şi sub acţiuni tensionale de scurtă durată rămîne foarte dură şi casantă, pusă în alte condiţii, poate manifesta proprietăţi de corp foarte plastic sau chiar poate curge. De aici rezultă că, aceleaşi roci pot manifesta proprietăţi, cînd de corp casant, cînd de corp plastic, ductil.

-Plasticitatea rocilor, şi, de aici, capacitatea lor de a se deforma sub acţiunea unui stress tectonic, creşte odată cu presiunea litostatică, adică cu adîncimea, temperatura şi timpul; implicaţii în deformare şi mai ales în ruperea rocilor o are, apoi, şi anizotropia acestora.

-Presiunea litostatică provocată de greutatea coloanei de roci, cît şi valoarea temperaturii, rezultată din gradientul geotermic, cresc odată cu adîncimea. Cum cutarea nu se produce la suprafaţă, ci la o oarecare adîncime a scoarţei, se înţelege că, aceştia reprezintă factorii principali care determină proprietăţile plastice ale rocilor în timpul acestui proces.

-Timpul geologic este atît de mare, încît permite dezvoltarea unor deformări extrem de lente, provocate de tensiuni scăzute, rocile, neatingînd nici pe departe, parametrii fizici care se realizează în condiţii normale de experienţă.

5. Tectonica experimentală

Reproducerea la scara laboratorului a fenomenelor tectonice a fost inaugurată încă din secolul XIX de către Hall(1813), Daubrée(1878), Schardt(1884), Favre(1878), Willis(1893). Incercări mai asidui s-au făcut însă în secolul nostru. Să amintim doar, experienţele lui Lohest(1913), Cloos(1929-1932; 1939), Griggs(1939), Ramberg (1955) ş.a.

Dintre structurile tectonice obţinute experimental, menţionăm: cutele, faliile inverse, faliile normale şi formarea grabenelor, faliile sintetice şi antitetice, decroşările, curenţii de convenţie, diapirele, budinele, etc. Materialele utilizate au fost, cel mai adesea, argila, nisipul, materialele plastice, plăcile de cauciuc, soluţiile vîscoase, uleiurile grele, etc.

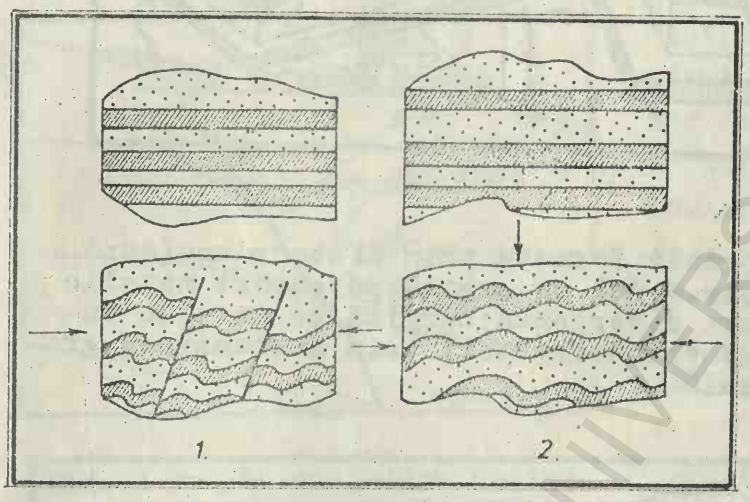


Fig.28-Falii inverse şi cute realizate prin compresiune (după Hubbert şi Cloos): 1. Falii inverse; 2. Cute obţinute prin introducerea sarcinii litostatice (alice de plumb)

In cazul comprimării unei mase de nisip sau a unor materiale plastice, se obţin cute şi falii inverse, ceea ce confirmă teoretic, distribuţia cîmpurilor de stress, care se nasc în compresiune (fig.28). In aceaşi experienţă, se observă că, în cazul în care materialul este supus şi la o încărcare de sarcină, verticală, simulînd presiunea litostatică, cutele vor predomina asupra fracturilor (fig.28, 2).

Faliile normale s-au realizat, utilizîndu-se nisip sau argilă, care au fost dispuse, fie pe un suport de două plăci metalice care se pot mişca lateral, fie pe un plan înclinat sau pe un balon de cauciuc. In toate cazurile, se observă că, la originea fracturilor de tipul faliilor normale, stau, fără îndoială, forţe distensionale, de întindere (fig.29); în acelaşi mod au fost obţinute experimental şi structurile de graben sau faliile antitetice (fig. 29, 3o, 31).

Reconstituirea genezei decroşărilor s-a realizat cu ajutorul unei plase de sîrmă deformabile; pe plasa respectivă se aşază o placă de argilă. Prin întinderea plasei, argila suferă o deformare

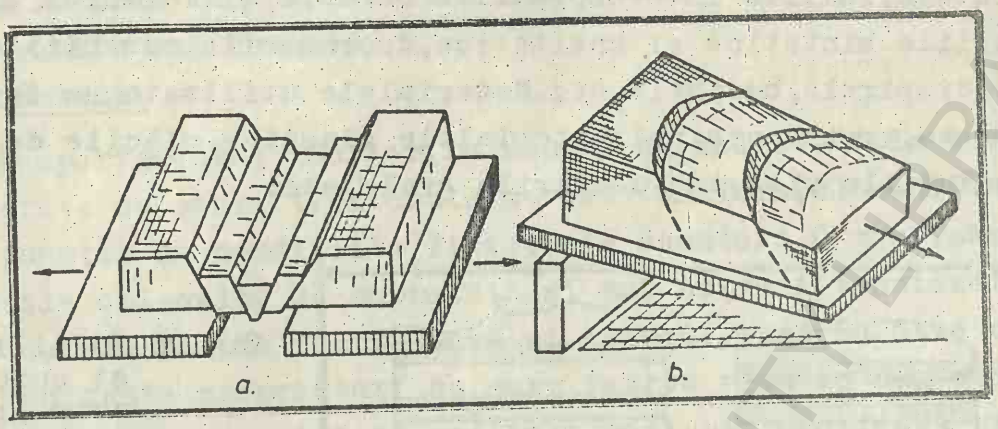


Fig.29-Falii normale formate prin distensiune(după Hubbert):a.Model cu argilă pe suport metalic cu mişcare divergentă;bArgilă pe un plan înclinat,generînd fracturi prin distensiune gravitaţională

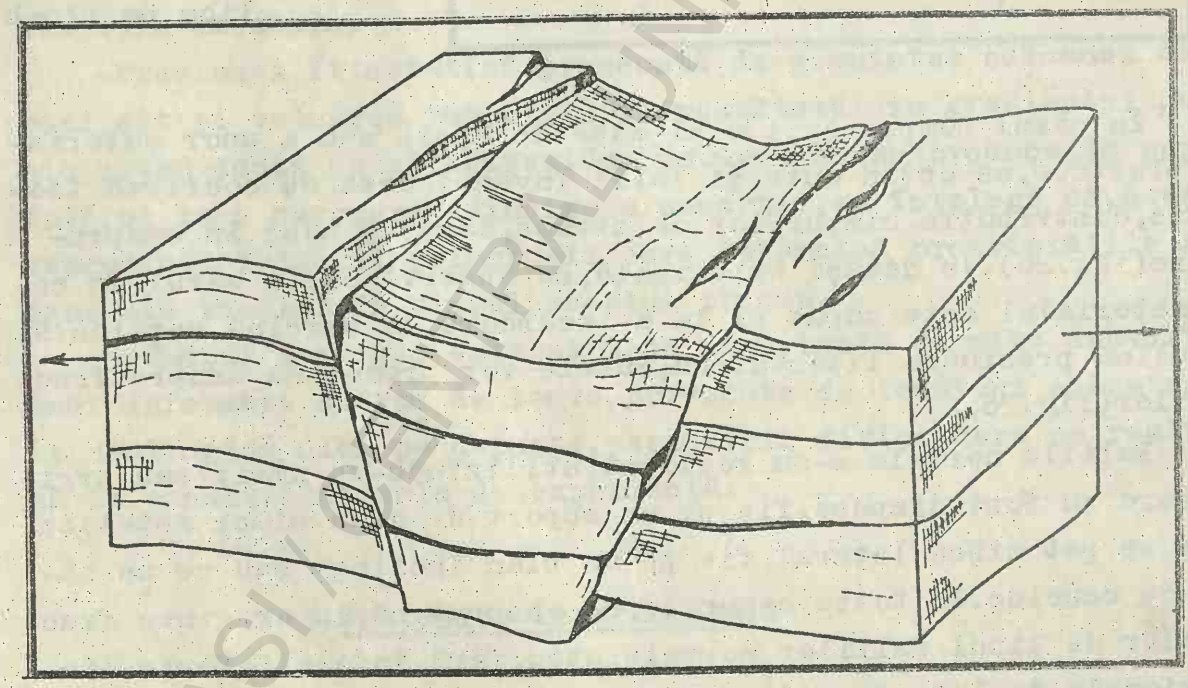


Fig.3o-Structură de graben realizată experimental (desen după o fotografie,din Cloos,1939)

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

pe două direcţii,una care produce o alungire şi alta perpendiculară pe prima,avînd drept rezultat o scurtare(fig.32).Se constată mai întîi o deformare continuă,apoi una discontinuă,demonstrată de apariţia în masa argilei a unor fisuri(fante),la început,şi, falii conjugate,mai apoi;unghiul dintre falii creşte odată cu mărimea deformării,concomitent,accentuîndu-se şi caracterul de decroşare al acestor falii.

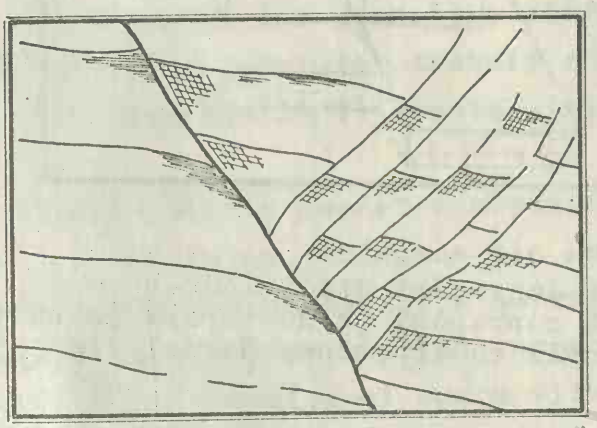


Fig.31-Falii antitetice obţinute experimental(după o fotografie,din Cloos, 1939)

Decroşări experimentale (falii transcurente) au fost obţinute apoi de către Riedel(fide Mattauer,1980), utilizînd o placă de argilă suprapusă pe un suport format din două compartimente care suferă o mişcare de sens opus,după un plan care rămîne mereu în contact.

Deformările apărute în placa de argilă supusă tensionărilor compresionale s-au localizat în lungul unei benzi ce reprezintă

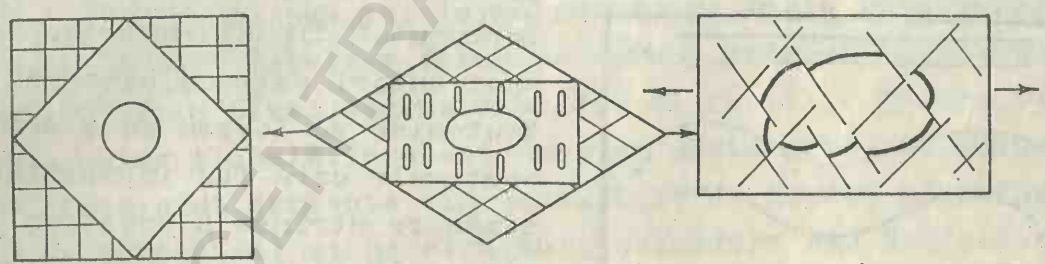


Fig.32-Experienţă,ilustrînd stadiile deformării,pînă la apariţia decroşărilor(din Cloos,1939)

o forfecare principală,tradusă ca o deformare continuă,acompaniată de mici decroşări în eşalon,constituind deformări discontinui(fig.33).De reţinut că,în mecanismul decroşărilor,rocile sînt supuse,simultan,atît la tensiuni compresionale(transpresiuni) cît şi distensionale(transtensiuni).

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

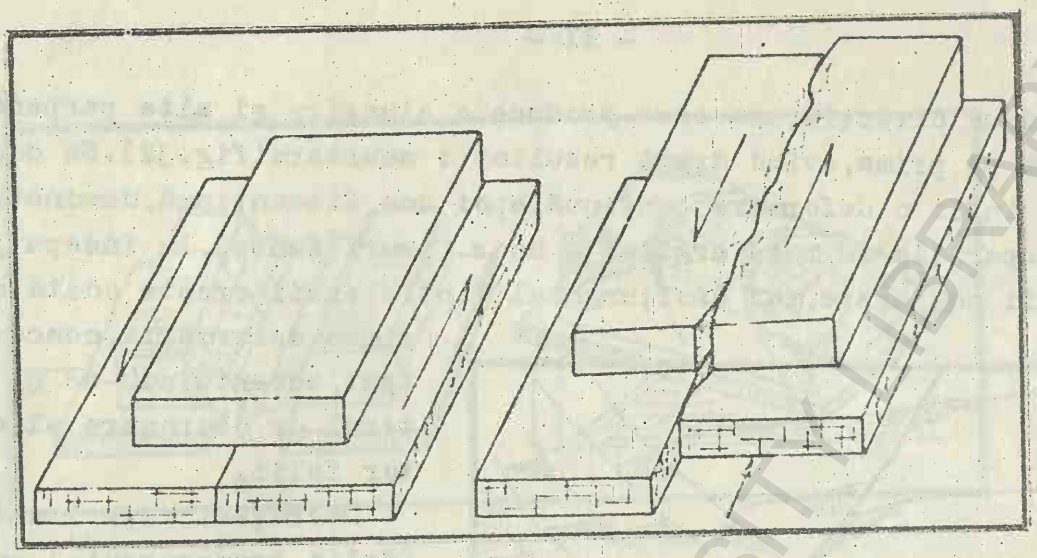


Fig.33-Realizarea unei decroşări, utilizîndu-se o placă de argilă suprapusă pe un suport ce suferă un culisaj de sens contrar(după Riedel, din Mattauer, 1980)

Trebuie consemnat însă că, toate aceste experienţe rămîn pur calitative. Se realizează cute sau falii fără să se ştie dacă materialele care sînt supuse tensiunilor, au proprietăţi fizice care, avînd în vedere talia redusă a modelelor, reproduc, sau nu, fidel, pe cele naturale. Deşi realizarea modelelor la scară, are în prezent suficient suport teoretic, împrumutat din hidraulică, părerea unor autori este că, experienţele tectonice se lovesc de o serie de obstacole care fac imposibilă o asemănare strînsă a acestora cu procesele geologice naturale.

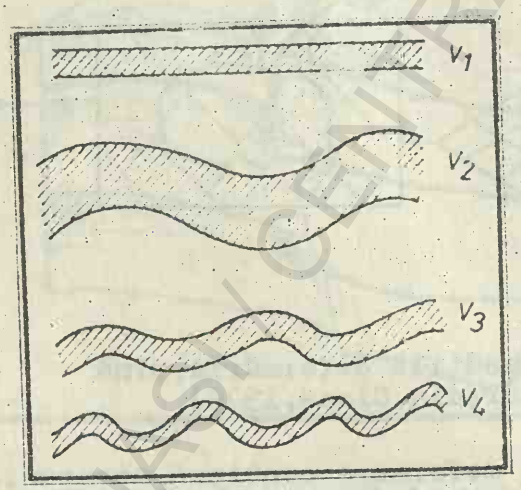


Fig.34-Lungimea de undă a unor cute formate în strate de grosimi şi vîscozităţi variabile, supuse la un stress de aceeaşi valoare(după Ramberg)

Se înţelege că, experienţele tectonice, avînd la bază modelele la scară, care să respecte regulile similitudinilor, sînt încă puţine. Din acest punct de vedere se poate spune că, tectonica experimentală cantitativă este abia la început. Menţionăm din această categorie de experienţe, încercările făcute

pentru stabilirea relaţiilor dintre grosimea şi vîscozitatea rocilor şi lungimea de undă a cutelor.S-a stabilit,în acest fel ,că lungimea de undă a cutelor este proporţională cu grosimea stratelor şi că nu se formează cute decît dacă există contraste de vîscozitate suficiente(fig.34).

Pentru a se depăşi obstacolele menţionate,modelarea proceselor tectonice trebuie să aibă în vedere relaţiile cantitative, atît sub raportul lor geometric cît şi mecanic.Intr-un cuvînt, experienţele de laborator trebuie să respecte anumite similitudini.După Sneerson(1947) aceste similitudini sînt geometrice şi mecanice.

Similitudinile geometrice privesc raporturile dintre dimensiunile elementelor tectonice din natură şi cele din model şi se referă la scara distanţelor,a suprafeţelor şi scara volumelor.Similitudinile mecanice implică respectarea condiţiilor de ordin cinematic(scara timpului şi scara vitezelor) şi dinamice(scara tensiunilor şi a coeficienţilor de vîscozitate).

Cap.V STRUCTURILE PRIMARE

In accepţiunea cea mai largă,pentru geologia structurală, prin structură se înţelege forma pe care o îmbracă rocile din scoarţă,la orice nivel dimensional,fie el de talie locală,regională sau chiar globală.In acest sens,se poate vorbi de structuri primare,care sînt derivate din condiţiile de geneză a rocilor(sedimentare,vulcanism) şi de structuri secundare sau tectonice,care apar ulterior,ca urmare a intervenţiei unor cîmpuri de stress.

Ca urmare,structurile primare ale rocilor sedimentare şi anume stratele orizontale sau cvasiorizontale,se vor deosebi net nu numai de structurile primare ale rocilor magmatice dar chiar şi de structurile care se vor crea în urma supunerii lor fenomenelor tectonice(cute,şariaje,etc.).

Se înţelege că,în scoarţa Pămîntului,cel puţin în cazul rocilor sedimentare,vom întîlni atît structuri primare cît şi structuri derivate din cauze tectonice.Cunoaşterea particularităţilor

BCU "ST. CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

structurilor primare este cu atît mai necesară, cu cît structurile tectonice, derivate, sînt mai complicate, adică deformările intervenite sînt mai profunde şi ele trebuiesc comparate cu cele iniţiale.

Vom analiza, în cele ce urmează, structurile primare ale rocilor sedimentare şi magmatice. Sisturile cristaline vor moşteni, întotdeauna, structurile rocilor primare, pe care se vor grefa apoi, influenţele introduse de tectonică, asociată cu fenomenele de metamorfism.

A. Structurile primare ale rocilor sedimentare

1. Stratul: definiţie, elementele sale

Un strat reprezintă un volum de roci limitat de suprafeţe mai mult sau mai puţin plane, caracterizat prin omogenitate structurală internă, alcătuire mineralogică, granulometrică şi culoare, specifice. La origine, el este un volum de sedimente depus într-un interval de timp, pe un anumit spaţiu, în condiţiile în care factorii care au controlat sedimentarea, au rămas neschimbaţi.

Cunoaşterea elementelor care definesc stratul, cît şi particularităţile lor, generate de procesul complex al sedimentării, este deosebit de importantă, atît sub raport tehnic-economic cît şi teoretic, în activitatea de cartare geologică.

Elementele principale ale unui strat. Elementele principale ale unui strat sînt: feţele stratului, talpa şi creştetul, culcuşul şi acoperişul, şi, însfîrşit, grosimea stratului.

Fiecare strat are o faţă superioară şi o faţă inferioară, iar partea lui bazală, mai veche stratigrafic, corespunde cu talpa stratului, în timp ce partea superioară, mai nouă, reprezintă creştetul stratului. Cele două limite, talpa şi creştetul, corespund cu faţa inferioară şi faţa superioară (fig. 35).

Culcuşul sau patul reprezintă stratul imediat inferior stratigrafic, în timp ce, acoperişul corespunde cu stratul imediat superior. Astfel definite, aceste elemente rămîn valabile pentru stratele orizontale, nederanjate, sau stratele cutate, dar a căror în-

clinare nu a depăşit 90° faţă de orizontală. In cazul stratelor răsturnate se mai vorbeşte de un culcuş şi acoperiş morfologic (geometric) şi care nu corespund cu culcuşul şi acoperişul stratigrafic (fig.35).

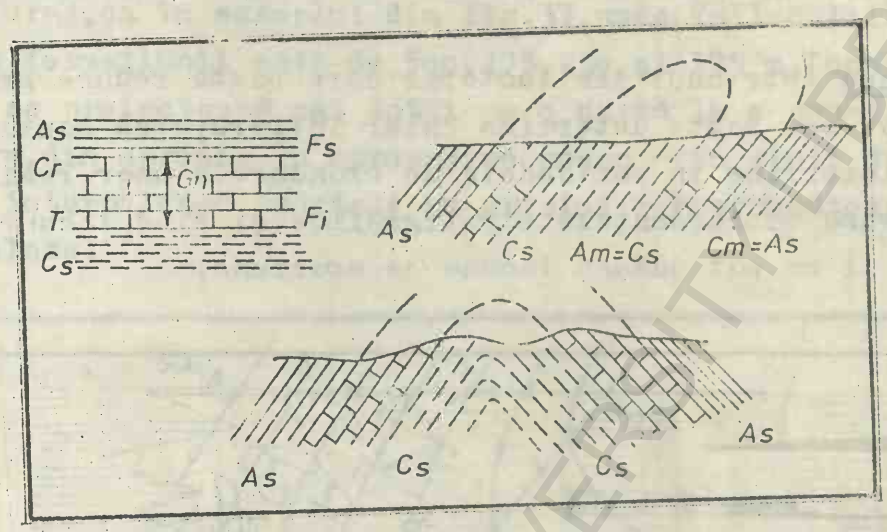


Fig.35-Elementele principale ale unui strat: F_i-faţa inferioară; F_s-faţa superioară; C_s-culcuş stratigrafic; A_s-acoperiş stratigrafic; A_m-acoperiş morfologic; C_m-culcuş morfologic; T-talpa; Cr-creştetul; G_n-grosimea normală a stratului.

2. Grosimea normală a stratelor; raporturile sale cu lăţimea de afloriment şi lăţimea cartografică

Grosimea normală a stratelor. Distanţa minimă dintre culcuş şi acoperiş constituie grosimea normală (reală) a stratelor sau grosimea stratigrafică şi se notează cu G_n. Grosimea normală a stratelor, chiar dacă sînt de aceeaşi vîrstă, este variabilă, întrucît, în afara timpului mai intervin viteza de sedimentare şi natura granulometrică a materialului care se acumulează. Variaţia grosimii formaţiunilor sedimentare sau discontinuitatea lor poate fi datorată apoi şi altor cauze, printre care: efilarea, variaţiile laterale de facies, laminarea, falierea sau eroziunea (fig.36).

Efilarea este reducerea treptată a grosimii stratelor pînă la dispariţie, survenită ca urmare a proceselor de sedimentare; cazul stratelor de cărbuni.

Variaţiile laterale de facies.Reprezintă schimbări spaţiale(în sens orizontal) ale compoziţiei petrografice a depozitelor determinate de variaţii ale condiţiilor din bazinul de sedimentare;cazul depozitelor eocen-oligocene din flişul Carpaţilor Orientali.

Eroziunea este unul din factorii care poate reduce grosimea formaţiunilor sau poate determina chiar întreruperea continuităţii lor.Ea intervine în perioadele de exondare a unor regiuni, cînd se creează discordanţele stratigrafice şi cînd lacunelor de sedimentare li se pot adăuga lacune de eroziune.

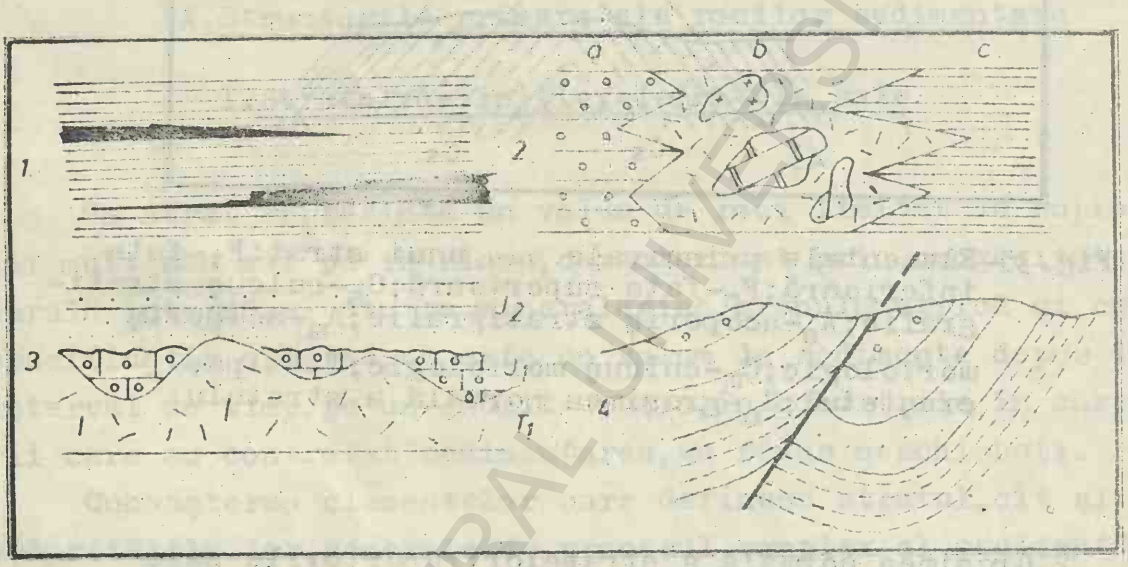


Fig.36-Cîteva din cauzele variaţiei grosimii formaţiunilor sau a discontinuităţii lor: 1.Efilarea în cazul cărbunilor;2.Variaţie laterală de facies (Cretacicul autohtonului bucovinic din sinclinalul Hăghimaş;a.rudite;b.wildflysch tipic;c.wildflysch paratipic);3.Discontinuitate impusă de discordanţă(Liasul de Hierlatz de la Lacu Roşu);4. Laminarea unei formaţiuni pe un plan de falie

Laminările şi falierile,determină o subţiere treptată a stratelor,în primul caz,sau întreruperea continuităţii lor,în cel de al doilea,avînd la origine cauze tectonice.Laminările pot avea loc în lungul flexur or.în apropierea planelor de falie sau a cutelor diapire,în zonele adiacente nucleelor de sare.

Reprezentarea variaţiei în suprafaţă a grosimii depozitelor acumulate într-un anumit interval stratigrafic,se face prin

hărţile cu izopachite(gr.isos=egal;pakhus=grosime).Izopachitele sînt curbe care unesc punctele de egală grosime a unei formaţiuni litostratigrafice.

Construirea hărţilor cu izopachite se face cu ajutorul datelor de foraj,ca în exemplul din fig.37,unde în locaţiile A,B,C,D, grosimea formaţiunii este de 5oo,475,23o şi 175 m.Locaţiile respective se proiectează mai întîi pe o hartă la o anumită scară, după care,din aproape în aproape,se unesc prin linii drepte,pe care se interpolează punctele cu grosimi corespunzătoare echidistanţei alese.

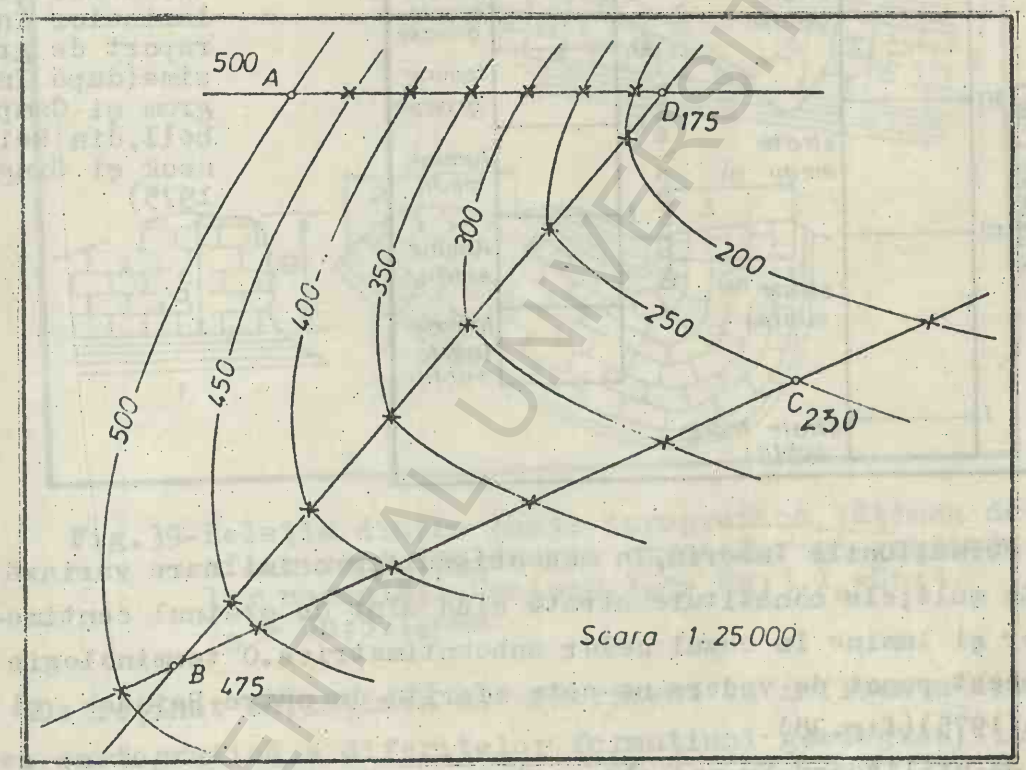


Fig.37-Construirea hărţii cu izopachite,pe baza datelor de foraj

Pentru cazul de faţă,echidistanţa aleasă pentru izopachite este de 5o m,încît între D şi A vom interpola punctele corespunzătoare izopachitelor de 2oo,25o,3oo,35o,4oo şi 45om.Vom proceda la fel pentru dreptele ce unesc locaţiile B cu C şi B cu D.In final,izopachitele se obţin prin unirea punctelor de grosime egală,prin linii curbe,pe care se trece valoarea respectivă.

Trebuie menţionat că,stratele propriu-zise sînt corpurile de

roci a căror extindere în suprafaţă, este cel puţin de looo de ori mai mare decît grosimea lor. Cînd raportul dintre grosime şi extinderea în suprafaţă este cuprinsă între 1/looo şi 1/loo, stratul este lenticular, iar cînd acest raport variază între 1/loo şi 1/2, corpurile respective se numesc lentile.

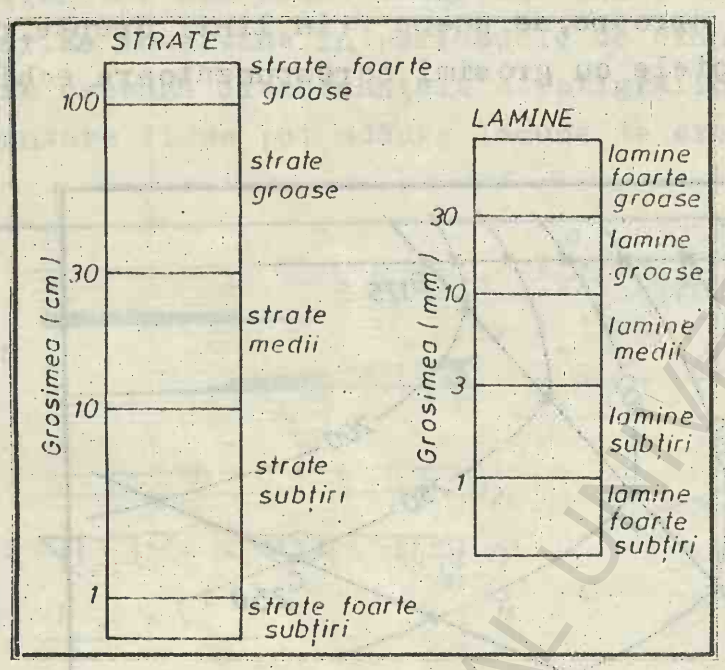


Fig.38-Terminologia stratelor şi laminelor în raport de grosime (după Ingram şi Campbell, din Reineck şi Singh, 1975)

Formaţiunile înscriu, în mod obişnuit, grosimi care variază foarte mult; ele constituie strate cînd sînt de ordinul centimetrilor şi lamine în cazul celor subcentimetrice. O terminologie din acest punct de vedere ne este oferită de către Reineck şi Singh (1975) (fig.38).

Se utilizează în mod obişnuit termenul de strate uniforme, situaţia în care, într-o succesiune, raportul grosimilor este de 2/1 şi neuniforme, cînd acest raport este mai mare de 5/1.

Lăţimea de afloriment şi grosimea normală. Activitatea de cartare geologică se bazează, în principal, pe analiza aflorimentelor în care eroziunea deschide "la zi" substratul geologic, constituit din succesiuni de strate sau complexe litologice. Lăţimea de afloriment (l_a) a unui strat sau a unui complex litologic, constituie lăţimea de intersecţie a stratului sau a complexului respectiv, cu suprafaţa topografică; ea mai poartă numele şi de grosi-

me aparentă.Se înţelege că,numai în anumite cazuri particulare, lăţimea de afloriment va corespunde cu grosimea normală a stratului;în majoritatea situaţiilor însă,lăţimea de afloriment va depinde ca mărime de înclinarea stratelor şi de panta topografică. Relaţiile dintre cele trei elemente şi anume,lăţimea de afloriment,înclinarea stratelor şi panta topografică sînt deosebit de diverse în realităţile geologice de teren şi ele sînt utile geologului pentru calculul grosimii normale a stratelor(fig.39)

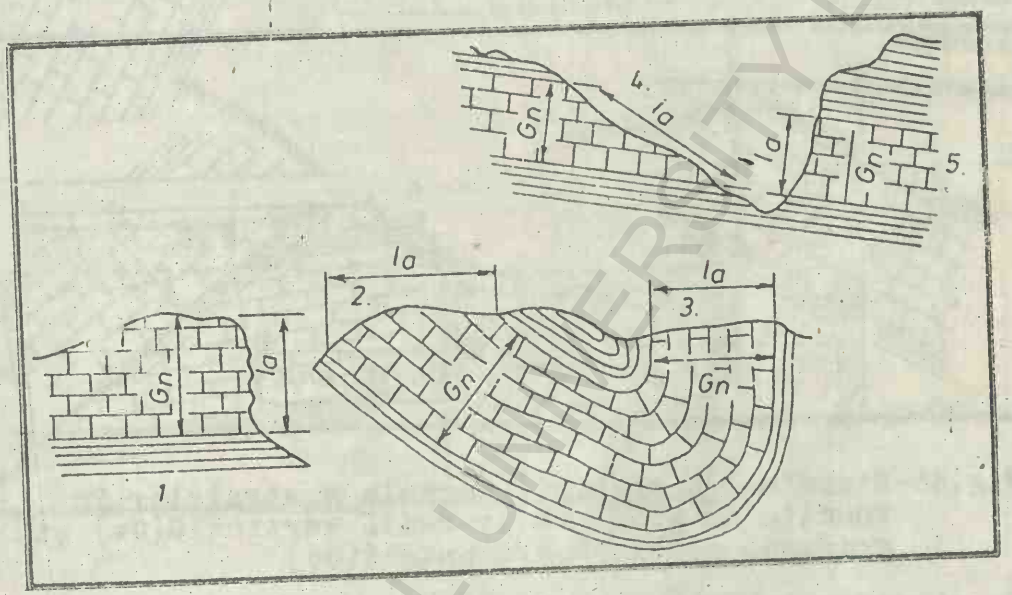


Fig.39-Relaţia dintre panta topografică,lăţimea de afloriment,înclinarea stratelor şi grosimea lor normală;1.Gn=La;2.l_a> Gn;3.l_a=Gn;4. l_a > Gn;5.l_a=Gn

De reţinut că,lăţimea de afloriment va influenţa direct lăţimea cartografică a diferitelor formaţiuni geologice,fiind în legătură directă cu panta terenului şi înclinarea stratelor.

Determinarea grosimii normale a stratelor.Aceasta ne permite să calculăm volumul corpurilor stratiforme şi să evaluăm rezervele de substanţe utile,legate de aceste corpuri.In activitatea de cartare,grosimea normală poate fi evaluată,uneori,direct în teren,cînd aflorimentele ne permit ca ea să fie măsurată perpendicular pe suprafaţa de stratificaţie a succesiunii.De multe ori însă,nu dispunem decît de date privind grosimile aparente ale stratelor măsurate,măsurate fie pe panta topografică a aflorimentelor,fie în foraje sau galerii.In consecinţă,grosimea apa-

rentă poate fi măsurată pe panta topografică, pe verticală în raje sau pe orizontală în galerii; în acest cazuri, grosimile aparente se vor numi grosime aparentă înclinată(Gi), grosime aparentă verticală(Gv) şi grosime aparentă orizontală(Go).

In cazurile în care se cunosc grosimile aparente verticală şi orizontale, pentru calculul grosimii normale nu mai este nevoie decît de unghiul de înclinare al stratelor. Relaţiile de calcul sînt redate în fig.4o.

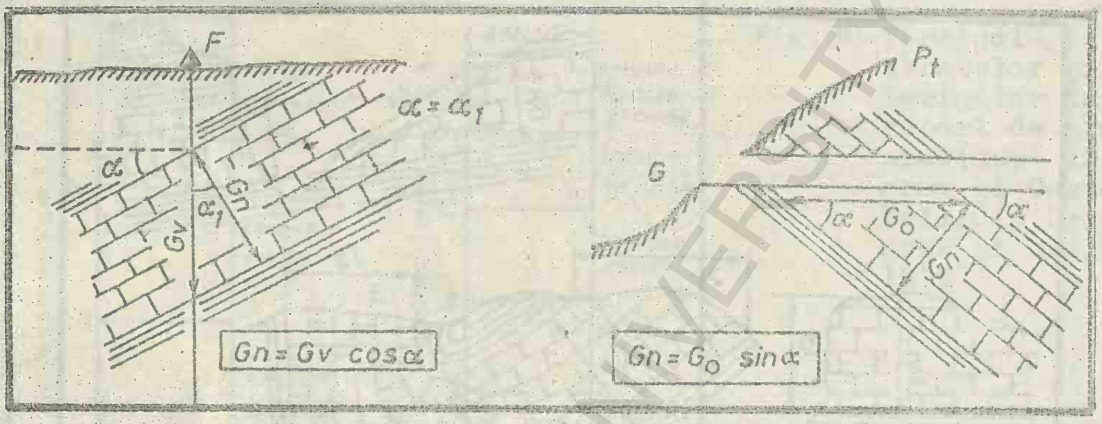


Fig.4o-Dterminarea grosimii normale a stratelor în funcţie de grosimea aparentă verticală(Gv) şi grosimea aparentă orizontală(Go)

In situaţia în care se cunoaşte grosimea aparentă înclinată a stratelor($G_i = l_a$), pentru calculul grosimii normale mai trebuiesc cunoscute două elemente: unghiul de înclinare a stratelor şi unghiul pantei topografice. Relaţiile de calcul vor fi în funcţie de raportul dintre pantă şi poziţia stratelor(fig.41,42,4

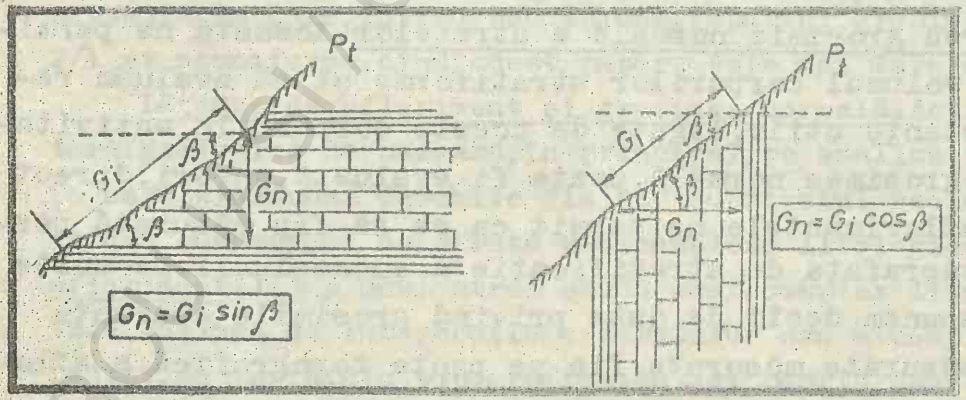


Fig.41-Relaţiile de calcul a grosimii normale a stratelor

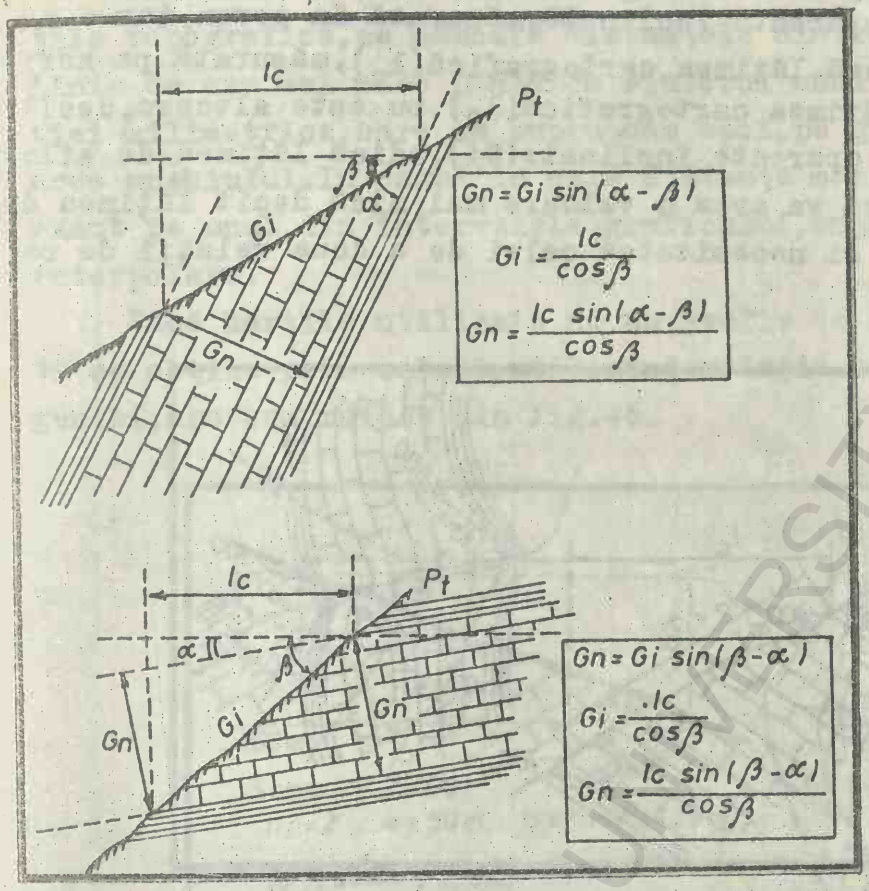


Fig.42-Relaţii de calcul a grosimii normale a stratelor

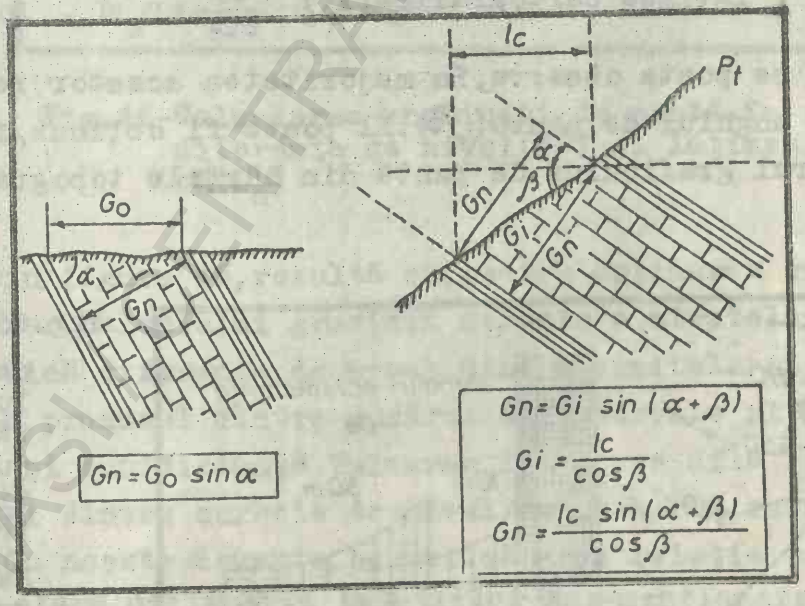


Fig.43-Relaţii de calcul a grosimii normale a stratelor

BCU IAŞI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Din figurile 41,42 şi 43 se observă că,o parte din relaţi folosesc grosimea aparentă înclinată,măsurată în teren,iar o p te din ele utilizează lăţimea cartografică(l_c),măsurată pe hart

De notat că,lăţimea cartografică(l_c) nu este altceva,decît proiecţia grosimii aparente înclinate(Gi),adică lăţimea de aflor mentpe orizontală;ea va avea o valoare mai mică decît lăţimea de afloriment,de unde şi necesitatea celei de a doua relaţii de ca cul(fig.44).

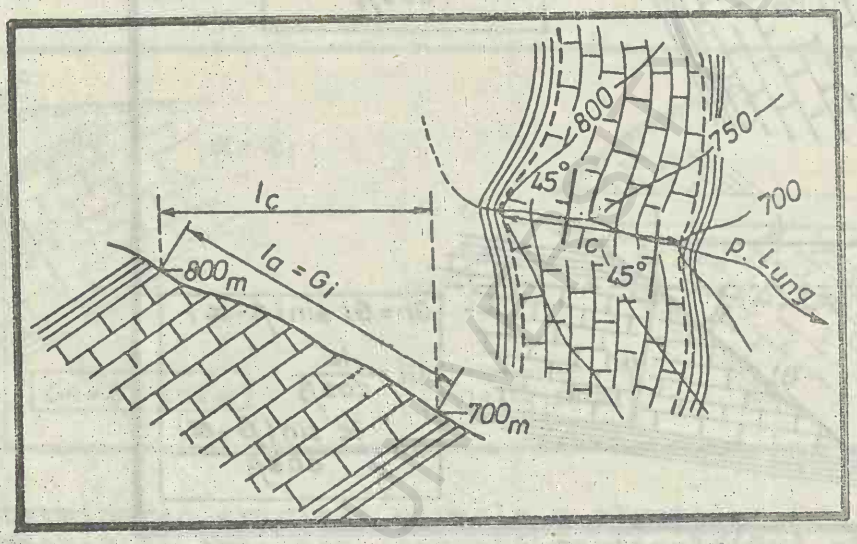


Fig.44-Relaţia dintre lăţimea de afloriment(=Gi) şi lăţimea cartografică(l_c)

După cum se poate observa,în majoritatea acestor relaţii,a vem nevoie de unghiul de pantă(β).El poate fi obţinut,fie direct,cu ajutorul graficului de pantă din hărţile topografice,fi prin calcul.

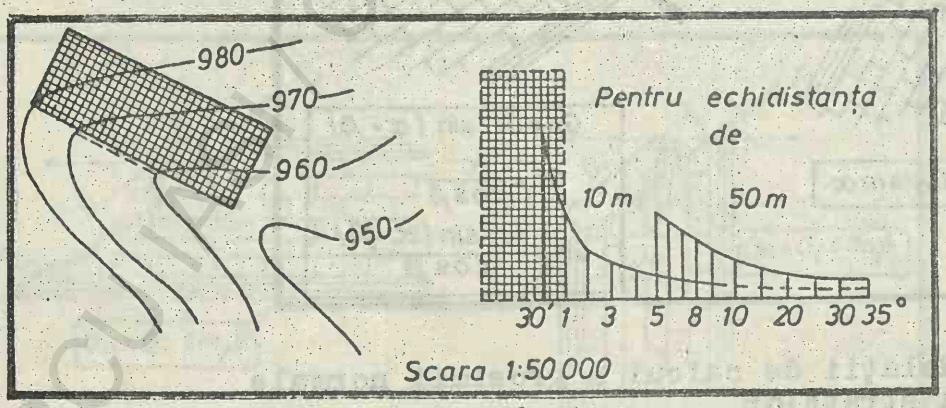


Fig.45-Determ narea ung lui de p tă(β) cu a jutorul g ficului p telor din harta topo- grafică

In cazul în care utilizăm graficul de pantă(fig.45) din hărţile topografice, se măsoară distanţele dintre curbele de nivel, pe linia de cea mai mare pantă, cu ajutorul unui distanţier sau a hîrtiei milimetriçe, care se suprapune apoi, pe grafic, citindu-se valoarea unghiului. In cazul în care distanţa măsurată nu se suprapune exact pe unul din intervalele graficului, unghiul se obţine prin interpolare.

Dacă hărţile utilizate nu au grafic de pantă, unghiul de pantă se obţine prin calcul, utilizînd relaţia trigonometrică a tangentei, aşa cum reiese din fig.46.

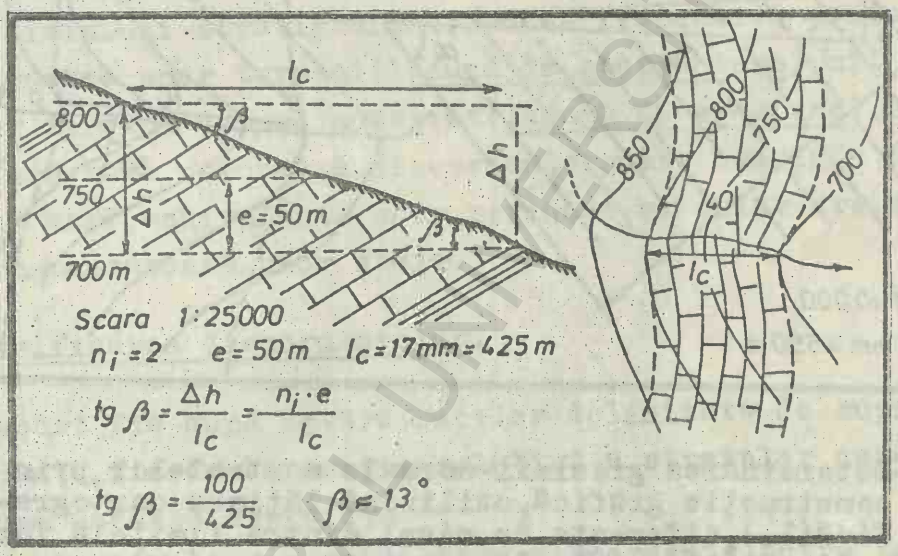


Fig.46-Calcularea unghiului de pantă în raport de diferenţa de nivel(Δh) şi lăţimea cartografică(l_c)

Din figura 46, rezultă că, pentru obţinerea unghiului de pantă necesar calculului grosimii normale a stratelor, avem nevoie de Δh, adică diferenţa de nivel dintre limitele stratelor, care reiese din produsul dintre numărul de intervale al curbelor de nivel(n^i) şi echidistanţă. Valoarea lui l_c se află prin măsurarea distanţei dintre curbele de nivel de pe hartă, redusă la scara hărţii. Cu aceste elemente, se aplică apoi relaţia tangentei.

In afara utilizării relaţiilor sus-menţionate, grosimea normală a formaţiunilor mai poate fi calculată direct prin construcţie grafică, folosindu-ne de diferenţa de nivel dintre limitele

formaţiunii şi lăţimea cartografică, determinate în funcţie de scara hărţii, cu care realizăm o construcţie la o altă scară convenabilă, pe care transpunem apoi înclinarea stratelor cu valoarea măsurată în teren (fig.47). Distanţa perpendiculară pe înclinarea stratelor, măsurată şi transformată apoi în funcţie de scara folosită, reprezintă grosimea normală.

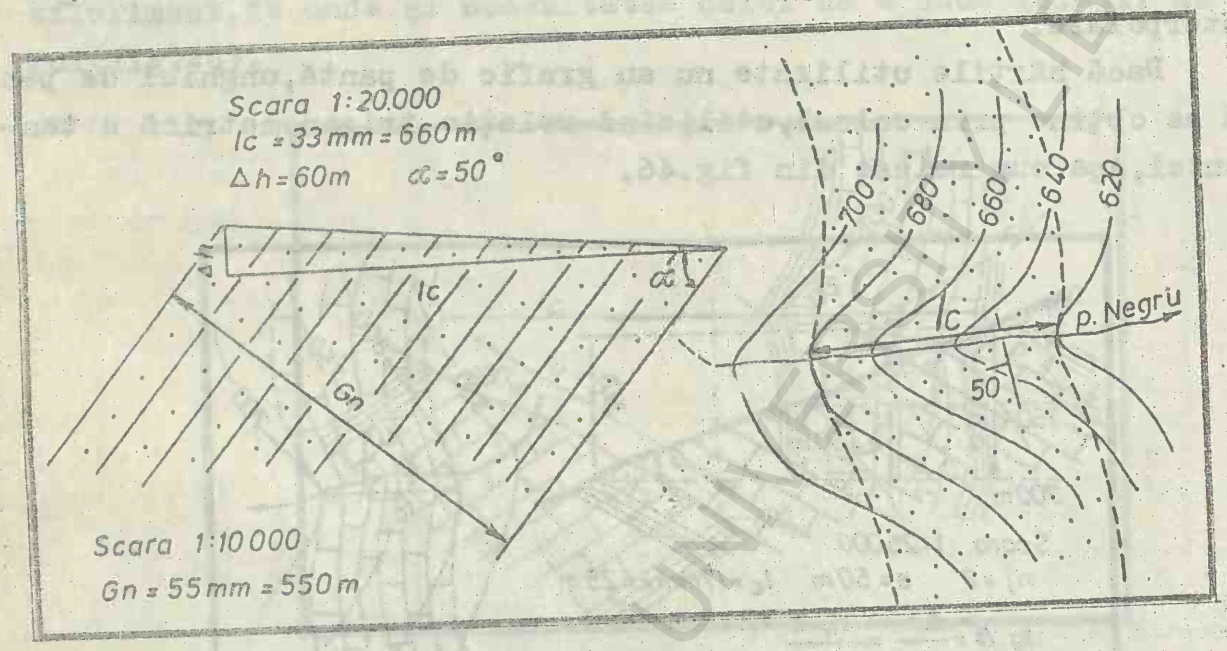


Fig.47-Determinarea grosimii normale a stratelor prin construcţie grafică, utilizînd lăţimea cartografică (l_c), diferenţa de nivel dintre limitele formaţiunii (Δh) şi înclinarea stratelor (α)

3. Concordanţa şi discordanţa stratelor

In cadrul lucrărilor de cartare geologică, o atenţie deosebită trebuie acordată studiului suprafeţelor de discordanţă. Acest studiu implică definiţia suprafeţei de discordanţă, tipurile de discordanţe şi cunoaşterea criteriilor de identificare a acestora în teren. Aceste elemente sînt utile atît pentru reprezentarea lor cartografică cît şi pentru reconstituirea evoluţiei structural-geologice a oricărei regiuni.

Orice strat sau complex de strate se poate găsi în raporturi de concordanţă sau de discordanţă cu formaţiunile sau complexele sub sau suprajacente. Dacă între două complexe de roci e-

xistă o continuitate de sedimentare, atunci ele se află în raport de concordanţă. In mod obişnuit, stratele concordante sînt paralele. In cazul în care un complex de strate sau un strat s-a depus peste formaţiuni mai vechi, dar după un interval de întrerupere a sedimentării şi de eroziune, raportul dintre ele reprezintă un raport de discordanţă stratigrafică. Suprafaţa de eroziune care separă formaţiunile mai vechi, de stratul sau complexul acoperitor, se numeşte suprafaţă de discordanţă.

In succesiunea acestor depozite, suprafaţa de discordanţă este marcată de o lacună stratigrafică, adică de lipsa din coloană a unor subdiviziuni stratigrafice. Lacuna respectivă poate însuma atît nedepunerea unor termeni (lacună de sedimentare), cît şi eroziunea unor termeni depuşi anterior (lacună de eroziune). Lacuna stratigrafică care marchează discordanţa, poate cuprinde intervale de timp mai mari, echivalente unor perioade şi chiar ere, sau mai reduse, corespunzătoare unor etaje.

a. Clasificarea discordanţelor.

Se împart fie după natura rocilor delimitate de suprafaţa de discordanţă, fie după poziţia relativă a stratelor care vin în contact după această suprafaţă.

După primul criteriu, se disting: discordanţe între pachete de roci sedimentare, discordanţe între roci sedimentare şi vulcanite, discordanţe între depozite sedimentare şi seriile magmatice sau cristalofiliene şi, în sfîrşit, discordanţe între vulcanite şi magmatite intruzive sau vulcanite şi metamorfite.

După cel de al doilea criteriu se deosebesc următoarele categorii: discordanţe paralele şi discordanţe unghiulare.

Discordanţe paralele (concordanţe false). In cazul acestui tip, stratele superioare şi inferioare suprafeţei de discordanţă sînt paralele. Ele sînt recunoscute numai pe baza identificării lacunelor stratigrafice. Asemenea discordanţe sînt aproape toate discontinuităţile cuverturii sedimentare a Platformei Moldoveneşti sau a Platformei Sud-Dobrogene, zone supuse unor frecvente retrageri sau reveniri a apelor marine (fig. 48).

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Discordanţe unghiulare. Se disting prin unghiul pe care-l formează între ele stratele de deasupra, cu cele subjacente suprafeţei de discordanţă. La rîndul lor, ele se împart în: discordanţe orizontal-unghiulare, longitudinal-unghiulare şi oblic-unghiulare.

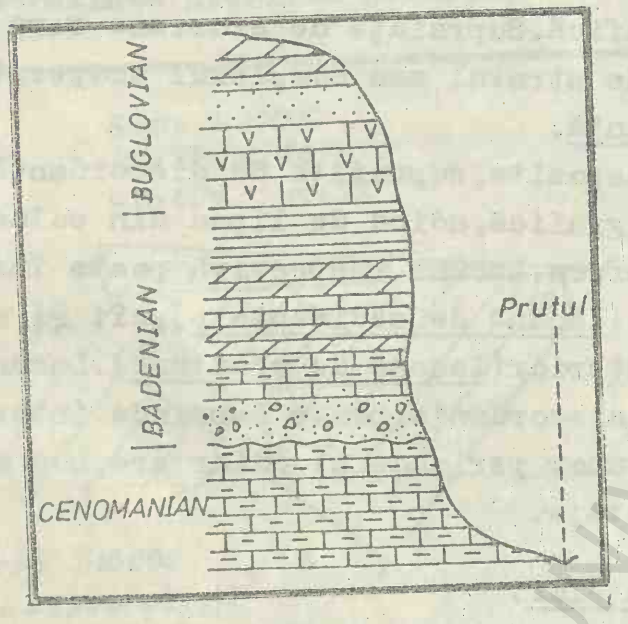


Fig.48-Discordanţă paralelă (simplă) în depozitele din malul Prutului-Crasnoleuca (după Macarovici şi Jeanrenaud, 1958)

Discordanţele orizontal-unghiulare. In cazul acestora, stratele subjacente suprafeţei de discordanţă sînt înclinate, în timp ce, cele acoperitoare prezintă poziţia primară, orizontală (fig.49).

Discordanţele longitudinal-unghiulare. Sînt specifice zonelor cutate şi prezintă formaţiunile suprajacente suprafeţei de discordanţă, cît şi cele subjacente, înclinate, formînd între ele un unghi de valoare variabilă, în timp ce direcţiile lor rămîn paralele (fig.5o).

Discordanţele oblic-unghiulare. In cazul acestora, stratele acoperitoare au atît înclinări cît şi direcţii, diferite de cele ale stratelor aflate sub suprafaţa de discordanţă. Se disting de precedentele numai cartografic, în secţiune transversală, avînd o alură similară.

Pe lîngă aceste categorii, se disting apoi, o serie de discordanţe, separate după diferite alte criterii, cum ar fi:

-discordanţe evidente şi oriptodiscordanţe (ascunse=voalate), fiind acele ce se pun uşor în evidenţă sau mai greu. Menţionăm

pentru primul caz discordanţa conglomeratelor triasice(Seisian) din Carpaţii Orientali,pe soclul cristalin,paleozoic sau prepaleozoic(fig.51).Ca discordanţe voalate se citează cazul celor de la limita granitelor,cu roci sedimentare din categoria arcozelor slab stratificate;prezenţa eluviului format pe seama granitelor în etapa de evoluţie subaeriană,face foarte grea evidenţierea discordanţei,din cauza trecerii gradate de la granite la sedimentele mai noi,arcoziene.

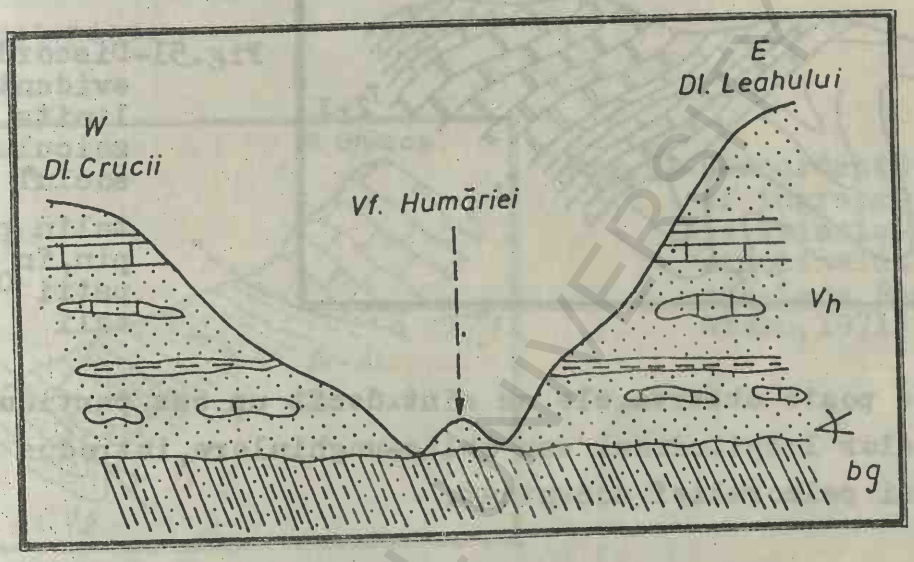


Fig.49-Discordanţă orizontal-unghiulară în depozitele neogene din valea Sucevei(Voitinel)(după Bica Ionesi,1969)

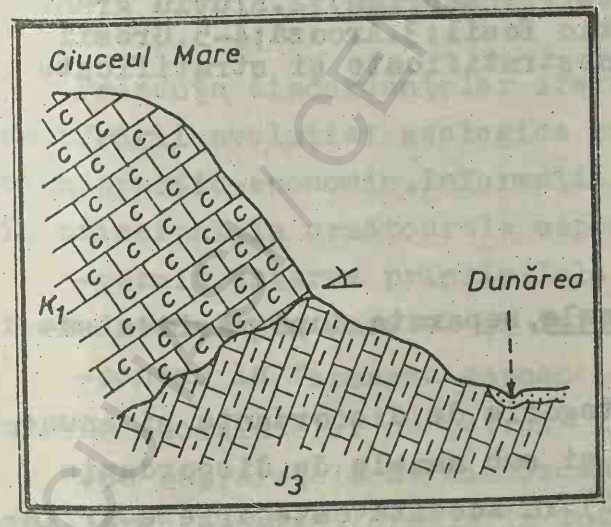


Fig.5o-Discordanţă longitudinal-unghiulară în depozitele mezozoice de la Cazane(după Codarcea et al.,1964)

-discordanţe <u>cu relief îngropat</u>, la care suprafaţa de discordanţă prezintă o formă foarte neregulată, depozitele suprajacente, mulînd un paleorelief accentuat; un atare exemplu întîlnim în zona Lacului Roşu, la limita Triasic-Liasic (fig.53), unde calcarele roşii, hematitice ale Liasicului, "colmatează" un relief destul de evident, format pe seama carstificării dolomitelor şi calcarelor triasice.

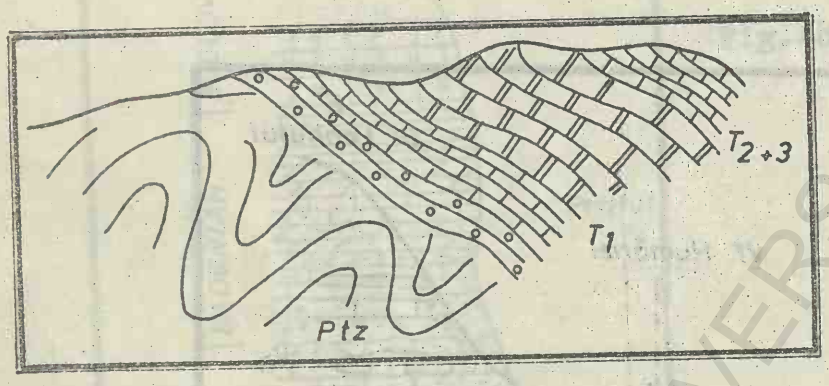


Fig.51-Discordanţă evidentă la limita mezozoicului cu soclul cristalin prealpin, în Carpaţii Orientali

După cît se poate observa, ele nu sînt decît un caz particular al discordanţelor longitudinal sau oblic-unghiulare, introdus de colmatarea unui paleorelief accentuat.

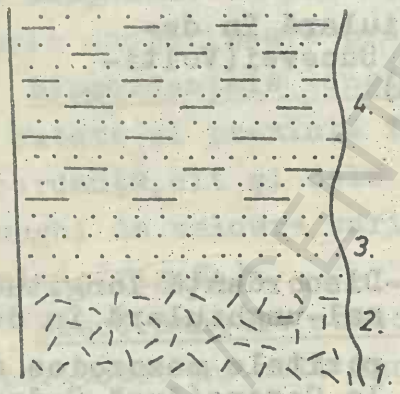


Fig.52-Discordanţă voalată în regiunea Donbasului, la limita Precambrian-Devonian mediu (după Bogdanov din Ruhin, 1966); 1. Granite masive (Precambrian); 2. Eluviu granitic fosil; 3. Arcoză; 4-5. Gresii nestratificate şi stratificate

-discordanţe <u>locale</u> şi <u>regionale</u>, separate după mărimea suprafeţelor pe care le acoperă.

Unii autori, separă încă o categorie de discordanţe şi anume discordanţele tectonice, cunoscute şi sub numele de discordanţe <u>mecanice</u> sau <u>false</u> (Dumitrescu, 1962). In această categorie s-ar include ca suprafaţă de discordanţă, planele de şariaj, care separă

pînzele de autohton, discordanţele de pe planele de falie, cît şi limitele dintre sîmburele de sare şi rocile limitrofe în cazul cutelor diapire.

Dacă admitem numai sensul semantic al termenului de discordanţă, atunci o asemenea categorie ar putea fi reţinută. In cazul însă cînd clasificarea discordanţelor trebuie să aibă în vedere definiţia lor, atunci se pare că, ar putea fi admis, ca fiind mai adecvat, termenul de discordanţe false. Pentru a nu se crea însă confuzii, este mai logic să se vorbească de limite discordante şi limite tectonice.

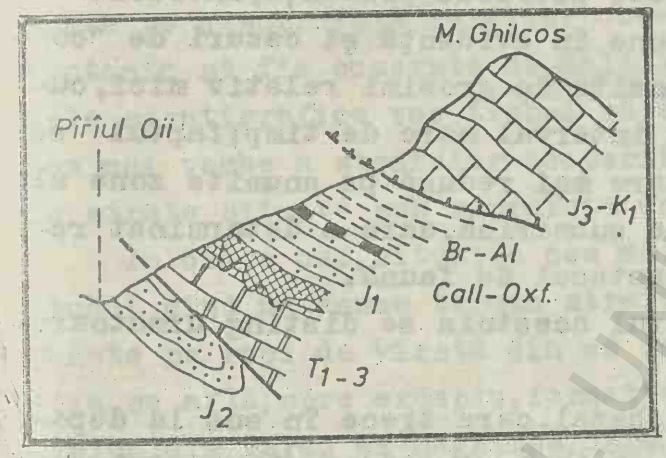


Fig.53-Discordanţă cu relief îngropat la limita Triasic-Liasic în sinclinalul Hăghimaş-Lacu Roşu(din Grasu, 1971)

b. Importanţa discordanţelor; criterii de identificare în teren

Prezenţa discordanţelor oferă, întotdeauna, date necesare atît descifrării evoluţiei geologice a unei regiuni, cît şi indicii de ordin practic-economic. Informaţiile pe care le procură, se referă, în principal, la următoarele aspecte:

-permit datarea principalelor faze de mişcări tectonice şi oferă date asupra duratei şi intensităţii acestora;

-conduc la formarea capcanelor stratigrafice, cu rol în acumularea zăcămintelor de petrol şi gaze;

-de suprafeţele de discordanţă sînt legate, în general, zăcămintele de bauxită, formate în intervalul de timp corespunzător

lacunei stratigrafice;de amintit în acest sens,bauxitele din M. Pădurea Craiului şi bazinul Haţegului,formate la limita Tithonic -Neocomian şi Cretacic inferior-Cenomanian.

Studiul discordanţelor rămîne obiectivul oricărei cartări geologice.Identificarea lor în teren,se poate face după criterii paleontologice,litologice şi tectonice.

Criteriul paleontologic.Are la bază studiul biostratigrafic al formaţiunilor;pe baza asociaţiilor de faună sau a fosilelor de zonă caracteristice,se poate identifica,de multe ori,lipsa unor etaje în anumite succesiuni şi,prin urmare,prezenţa unei lacune stratigrafice.Si în acest caz este nevoie de prudenţă,întrucît studiile biostratigrafice pot pune în evidenţă şi cazuri de "condensări stratigrafice",cînd depozite de grosimi relativ mici,cuprind faună caracteristică unui interval mare de timp;faptul se explică prin viteza de sedimentare mai redusă pe anumite zone ale bazinelor,conexată cu o eroziune submarină,care a determinat resedimentarea materialului şi amestecul de faună.

Criteriul litologic.In cadrul acestuia se disting următoarele situaţii:

-Prezenţa unui conglomerat bazal,care trece în sus la depozite din ce în ce mai fine.La o analiză atentă,conglomeratul respectiv trebuie să conţină elemente,similare petrografic rocilor din pat,subjacente.Trebuie avut în vedere însă că,nu toate suprafeţele de discordanţă sînt marcate de conglomerate,şi că,multe din conglomeratele care apar în succesiunea unor formaţiuni, sînt substituiri de facies legate de schimbări paleogeografice locale sau regionale,petrecute în timpul sedimentării.

-Discrepanţa litologică dintre formaţiuni.Trecerea bruscă de la metamorfite sau magmatite la roci sedimentare acoperitoare,sau de la roci tipic continentale la roci marine şi invers, nu poate fi decît indiciul unei lacune de sedimentare şi deci,a unei discordanţe.

-Urmele de alteraţie şi neregularităţile de la limita formaţiunilor.Excavaţiile şi pungile situate la limita dintre formaţiuni,asociate cu îmbogăţirea lor în oxizi de Fe,Mn,Al,sînt dovezi ale unei evoluţii continentale,cu intense fenomene de alterare,ceea ce corespunde,în mod indubitabil,unei suprafeţe de discordanţă.

Criteriul tectonic. Conform criteriului tectonic, existenţa unor diferenţe nete dintre poziţiile măsurate în două complexe de roci care se suprapun, poate constitui indiciul unei discordanţe unghiulare.

Trebuie avut în vedere însă că, în strate cutate, diferenţele de înclinări între două complexe, poate indica şi prezenţa unor falii şi cum, în cazul acestora, se pot lamina şi anumiţi termeni stratigrafici, asemănarea faliilor cu discordanţele poate fi şi mai înşelătoare. De aceea, concluziile referitoare la discordanţe, trebuie să se bazeze pe un ansamblu de date de teren, efectuate pe o suprafaţă mare, iar observaţiile de ordin geometric-tectonic să fie conexate cu cele litologice şi stratigrafice. Datele stratigrafice vor trebui să stabilească, mai ales, vîrsta cea mai veche a stratelor acoperitoare şi vîrsta celor mai tinere strate situate sub suprafaţa de discordanţă.

In orice caz, situaţia cea mai clară de discordanţă, este atunci cînd un anume termen stratigrafic se dispune în diferite puncte pe roci de vîrstă din ce în ce mai veche. In această situaţie se află, spre exemplu, formaţiunea de wildflysch (Barremian-Albian) din Rarău şi Hăghimaş, care se dispune pe diferiţi termeni mai vechi, ai Jurasicului, Triasicului şi chiar pe şisturile cristaline prealpine.

4. Reprezentarea cartografică a structurilor primare a rocilor sedimentare

In această categorie se includ structurile primare concordante şi discordant simple; structurile discordant unghiulare sînt derivate din cele primare, ca urmare a intervenţiei factorilor tectonici, fapt pentru care reprezentarea lor cartografică va fi tratată într-un alt capitol.

a. Generalităţi: limite geologice şi limite cartografice

Suprafeţele care separă diferitele corpuri de roci se numesc limite geologice. Forma suprafeţelor de limită poate fi plană, în cazul limitelor stratelor orizontale, nederanjate, curbă sau ondulată, în stratele cutate şi neregulată în cazul unor corpuri magmatice.

In teren, suprafeţele de limită dintre diferitele corpuri geologice sînt intersectate de suprafaţa reliefului, rezultînd linii cu orientări variate, în funcţie de formele reliefului şi alura limitelor geologice respective. În cazul hărţilor geologice, aceste linii de intersecţie sînt proiectate la o anumită scară, pe un plan orizontal, constituind limitele cartografice ale corpurilor geologice.

b. Limitele cartografice în cazul structurilor concordante şi discordant simple

Structurile primare concordante şi discordant simple, sînt specifice zonelor rigide de platformă sau bazinelor post-tectonice, corpurile de roci păstrînd poziţia orizontală sau cvazi-orizontală.

Limitele cartografice, în cazul structurilor concordante şi discordant simple vor corespunde liniilor rezultate din intersecţia reliefului cu suprafeţele limitelor geologice ale formaţiunilor. În acest caz, limitele geologice corespund unor plane orizontale, paralele cu planele orizontale echidistante din care rezultă curbele de nivel. Din acest motiv, este lesne de înţeles, că limitele cartografice vor avea un contur paralel cu curbele de nivel (fig. 54).

Aspectul sub care se prezintă limitele cartografice a stratelor orizontale pe hărţile geologice, derivă, în principal, din natura reliefului. Astfel, în cazul unui relief plan, fără denivelări, harta nu prezintă decît o singură curbă de nivel, corespunzătoare altitudinii respective, ceea ce va face, ca în teren, să nu apară decît o singură formaţiune geologică. În atare situaţie, pe harta geologică va apare o singură culoare sau un singur semn convenţional, ce vor corespunde vîrstei şi litologiei formaţiunii respective (fig. 55).

În cazul unui relief fragmentat, cu văi adînci care secţionează mai multe limite geologice, pe harta geologică vor apare tot atîtea limite cartografice, care vor avea un traseu sinuos, paralel cu curbele de nivel (fig. 55). Trebuie reţinut că, lăţimea cartografică a unei formaţiuni va fi cu atît mai mare cu cît

panta este mai redusă şi invers, iar grosimea normală va corespunde cu diferenţa de altitudine dintre limita geologică inferioară şi limita geologică superioară a formaţiunii respective.

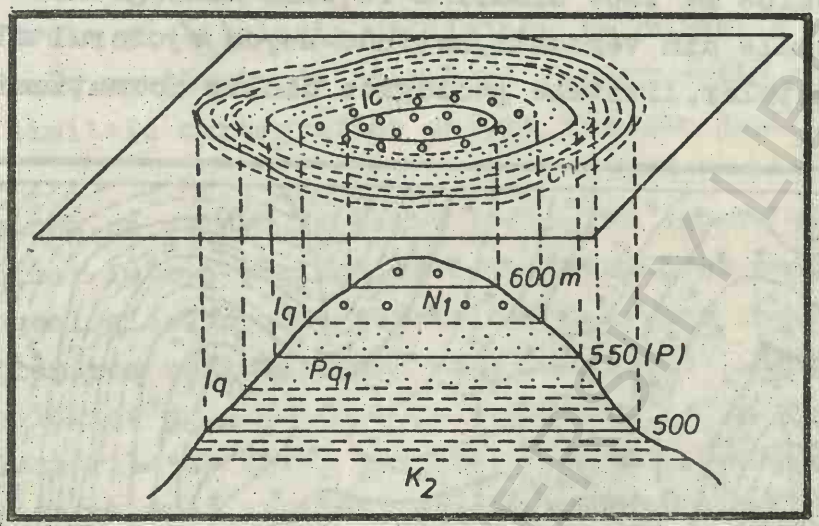


Fig.54-Paralelismul dintre curbele de nivel şi limitele cartografice în cazul structurilor primare, concordante şi discordant simple, rezultate din paralelismul planelor echidistante cu limitele geologice: P. plane echidistante; lg. limite geologice; l_c. limite cartografice; cn-curbe de nivel

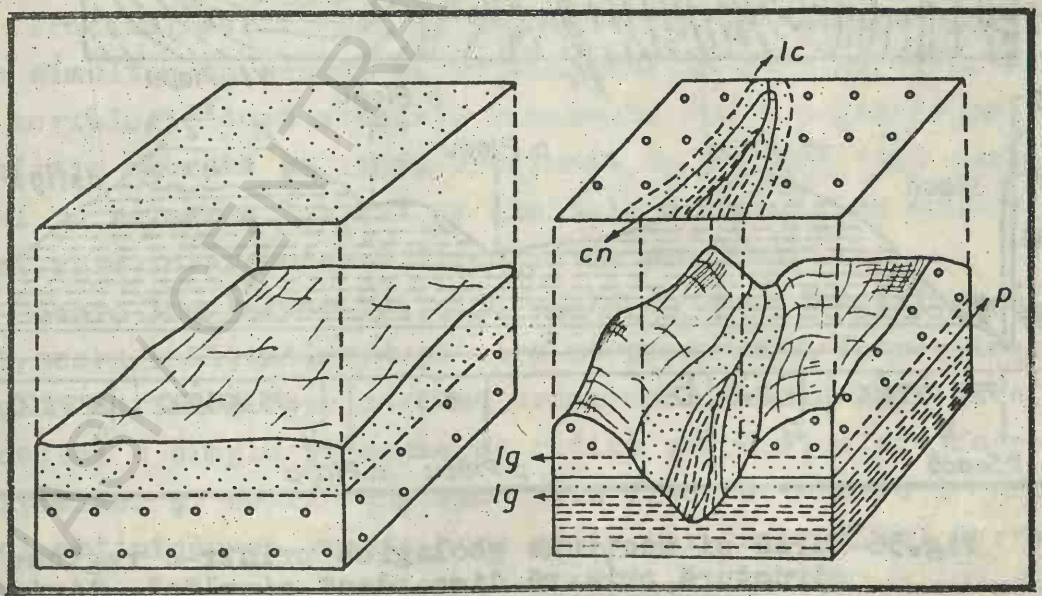


Fig.55-Reprezentarea cartografică a limitelor geologice în cazul structurilor concordante şi discordant simple (inspirată după Pauliuc, 1968)

c. Intocmirea hărţii şi a secţiunilor geologice

In structurile primare, în care stratele sînt orizontale, cartarea geologică se face urmărind reţeaua hidrografică sau deschiderile naturale din versanţi, notîndu-se, cu ajutorul altimetrului sau a distanţelor, limitele geologice dintre formaţiuni.

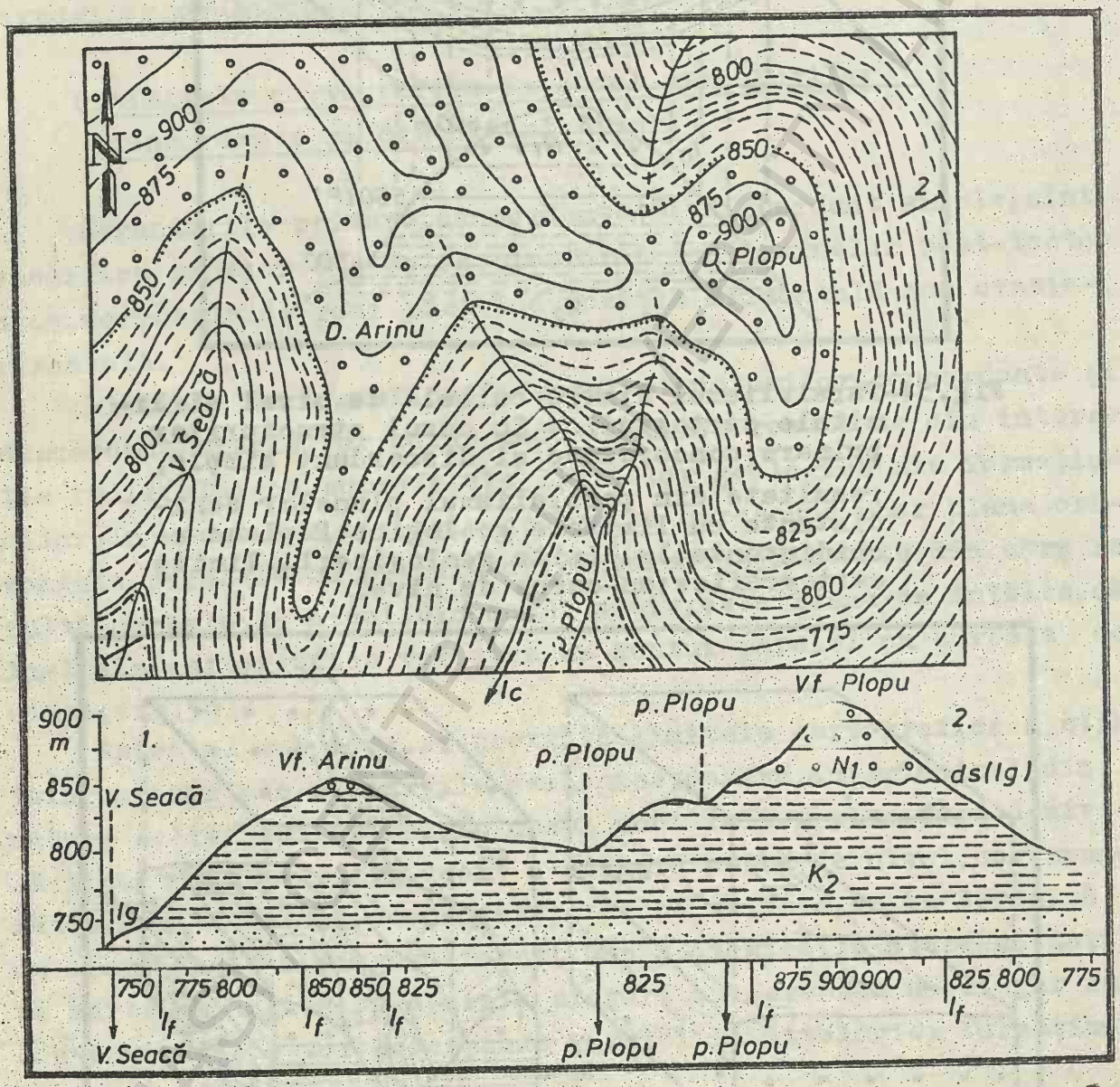


Fig.56-Hartă şi secţiune geologică printr-o regiune cu structură primară discordant simplă: l - limită de formaţiune; ds-discordanţă simplă (paralelă); lg-limită geologică; lc-limită cartografică; 750-925, curbe de nivel

Datele din teren se transpun apoi pe hărţi topografice, pe care, din punctele corespunzătoare limitelor geologice, se duc paralele la curbele de nivel, obţinîndu-se limitele cartografice. După obţinerea limitelor cartografice, formaţiunile se delimitează după vîrste şi litologie, utilizîndu-se culorile sau semnele convenţionale prevăzute de Stas. Dacă formaţiunile sînt afectate de falii, limitele cartografice vor fi trasate după delimitarea acestora.

Imaginea pe care o dă harta geologică asupra răspîndirii formaţiunilor într-o regiune, se completează, cel mai adesea, cu secţiuni geologice. Acestea reprezintă imaginea care se obţine prin secţionarea regiunii după un plan vertical. Intocmirea secţiunii geologice se face pe baza datelor oferite de harta geologică, de lucrările de foraj cît şi de lucrările miniere.

Realizarea unei secţiuni geologice presupune: alegerea direcţiei, întocmirea profilului morfologic, transpunerea datelor geologice şi construirea mersului formaţiunilor în adîncime. Direcţia secţiunii se alege, aşa fel, încît să treacă prin punctele de maximă şi minimă altitudine a regiunii. El se va orienta, aşa fel, încît să treacă şi prin punctele în care s-au executat lucrări miniere sau foraje.

Profilul morfologic şi transpunerea datelor geologice se pot face simultan, în sensul că, în momentul în care se execută profilul morfologic după metodele cunoscute din topografie, pe fîşia de hîrtie aşezată pe linia secţiunii, se notează atît curbele de nivel cu valoarea lor, cît şi limitele cartografice dintre formaţiuni, care intersectează direcţia de profil.

Scara lungimilor rămînînd egală cu scara hărţii, se alege, apoi, scara înălţimilor, după care se procedează la realizarea profilului morfologic, pe care se transpun limitele geologice (fig.56). Procedeul e simplu şi anume, se ridică perpendiculare de pe scara înălţimilor şi scara lungimilor din fiecare valoare a curbelor de nivel, obţinîndu-se puncte, care unite, vor da profilul morfologic.

După obţinerea profilului morfologic, se ridică, cu ajutorul aceleeaşi fîşii de hîrtie, perpendiculare din punctele limitelor de formaţiuni, pînă cînd întîlnesc linia de profil. Secţiunea geologică se realizează, în ultima instanţă, unind prin linii orizon-

tale, punctele, reprezentînd limitele geologice echivalente s tigrafic, marcate pe profilul morfologic. In adîncime, secţiune geologică se completează prin orizontale duse la limitele ge gice identificate în foraje sau lucrările miniere, la distanţe egale cu grosimile normale determinate.

B. Structurile primare ale rocilor magmatice

Studiul rocilor magmatice, mai bine zis al corpurilor geol gice pe care le îmbracă aceste roci, se impune, pe de o parte, pentru lămurirea alcătuirii şi evoluţiei geologice a unei regiuni, iar pe de altă parte, pentru faptul că, în conexiune cu acea tă evoluţie, el poate da şi indicaţii asupra prezenţei eventua lelor mineralizaţii asociate.

Cartarea corpurilor de roci magmatice prezintă unele parti cularităţi faţă de rocile sedimentare; aceste particularităţi se referă atît la natura observaţiilor efectuate în teren, cît şi caracterul efuziv sau intruziv al acestor roci.

1. Structurile magmatice efuzive

Principalele obiective urmărite în studiul rocilor magmat ce efuzive (lat. effusio-erupţie), cît şi a seriilor piroclast (gr. pyros-foc; klastos-spărtură) conexe, sînt:

- determinarea compoziţiei, structurii şi texturii;
- delimitarea areală şi determinarea poziţiei corpurilor magmatice efuzive;
- stabilirea vîrstei stratigrafice a seriilor vulcanogen
- determinarea centrelor de erupţie.

Determinarea compoziţiei, structurii şi texturii rocilor efuzive se face pe baza observaţiilor de teren cît şi analizei microscopice a materialului petrografic, utilizîndu-se datel petrologiei magmatice.

Stabilirea formei şi a poziţiei corpurilor magmatice ef ce prin observaţii asupra stratificaţiei, a texturii şi a

BCU/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

feţelor de separaţie.Caracterul stratiform al rocilor efuzive este evident,atunci cînd pînzele de lave alternează cu straie de roci piroclastice sau sedimentare.In această situaţie este evident că,poziţia corpurilor stratifrome de roci efuzive,se precizează în raport de suprafeţele de stratificaţie a tufurilor sau altor categorii de roci sedimentare intercalate.

Aspectele texturale pot furniza indicaţii preţioase în vederea unor precizări,privind raporturile spaţiale ale corpurilor magmatice efuzive cu rocile înconjurătoare.Aşa spre exemplu,bulele de gaze vor fi abundente spre partea superioară a curgerilor de lave şi vor fi alungite şi aplatizate;alungirea semnifică sensul de curgere a lavei,iar aplatizarea dă indicaţii asupra planului de stratificaţie cu care este paralelă.

Texturile de pillow-lava(engl.pillow-pernă),vacuolare sau amigdaloide vor fi întotdeauna specifice efuziunilor subacvatice de natură bazică.Tufurile vulcanice de origine marină vor fi mai compacte şi concordante cu seriile sedimentare,în timp ce cele continentale vor fi discordante şi mai puţin compacte.

Stabilirea vîrstei stratigrafice a seriilor vulcanogene se face urmărind succesiunea fazelor de erupţie şi ordinea vechimii acestora.Un asemenea obiectiv presupune cercetarea pe teren a raporturilor în care se găsesc diferitele corpuri efuzive unele faţă de altele,precum şi faţă de depozitele sedimentare înconjurătoare.

Prezenţa unor elemente de roci efuzive rulate,în seriile ruditice sedimentare sau a xenolitelor în corpurile de roci magmatice,sînt elemente de primă referinţă în datarea stratigrafică a acestora.Asemenea criterii au stat,spre exemplu,la baza încadrării stratigrafice a vulcanitelor neogene din Carpaţii Orientali şi Munţii Apuseni.In sectorul Gutîi-Oaş,curgerile de lave riodacitice şi andezitice sînt asociate cu piroclastite.Primele piroclastite sînt intercalate în depozite badeniene iar ultimele sînt prinse în seriile sedimentare pliocene sau se dispun peste ele;de aici s-a dedus că activitatea vulcanică s-a desfăşurat în intervalul Badenian-Cuaternar inferior.

2.Structurile magmatice intruzive(hipoabisale)

In regiunile afectate de vulcanism se întîlnesc frecvent corpuri magmatice intruzive(lat.intrudere-a pătrunde) cunoscute şi sub numele de plutoni,formate prin consolidarea magmelor în apropierea suprafeţei Pămîntului.Sistematica acestora cuprinde: sill-uri,dyke-uri,neck-uri,laccolite,batholite,etc.

Considerentele structurale asupra corpurilor magmatice respective se referă,în principal,la forma şi dimensiunile lor,cît şi la raporturile stratigrafice ale acestora cu rocile înconjurătoare;studiul acestor particularităţi este indispensabil atît în cartarea geologică şi reprezentarea lor cartografică cît şi în descifrarea evoluţiei geologice a regiunii implicate.

Sill-urile(engl.sill-prag) sau filoanele-strat sînt corpuri intruzive paralele cu stratificaţia rocilor înconjurătoare;cu alte cuvinte,ele reprezintă corpuri concordante.Dimensional,pot forma corpuri tabulare cu grosimi de ordinul metrilor sau sutelor de metri,desfăşurate pe suprafeţe pînă la mii de km^2(fig.57)

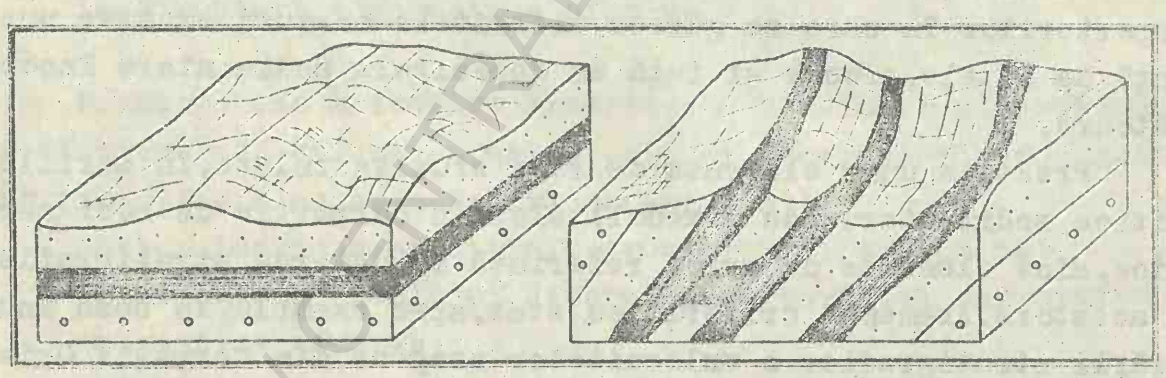


Fig.57-Sill-uri în formaţiuni orizontale şi monoclinale

Sill-urile care provin din injectarea unor pînze orizontale de lavă se deosebesc de curgerile de lavă,efuzive,după următoarele criterii:

-sill-urile determină un metamorfism termic atît la contactul cu rocile din culcuş cît şi la cele din acoperiş,ele fiind mai tinere decît stratele care le încadrează;spre deosebire

de sill-uri, curgerile de lave afectează, din acest punct de vedere, numai stratele din culcuş;

-sill-urile pot prezenta apofize care străbat acoperişul, lucru ce nu se întîmplă la curgerile de lave;

-stratele din acoperiş pot remania elemente din lavă, în cazul curgerilor efuzive, întrucît ele se dispun discordant pe suprafaţa acesteia, fapt ce nu se întîlneşte în cazul sill-urilor.

Dyke-urile (engl. dyke-dig) reprezintă corpuri magmatice, de asemenea tabulare ca şi sill-urile, deosebindu-se de cele din urmă, prin faptul că, străpung discordant rocile în care sînt intruse.

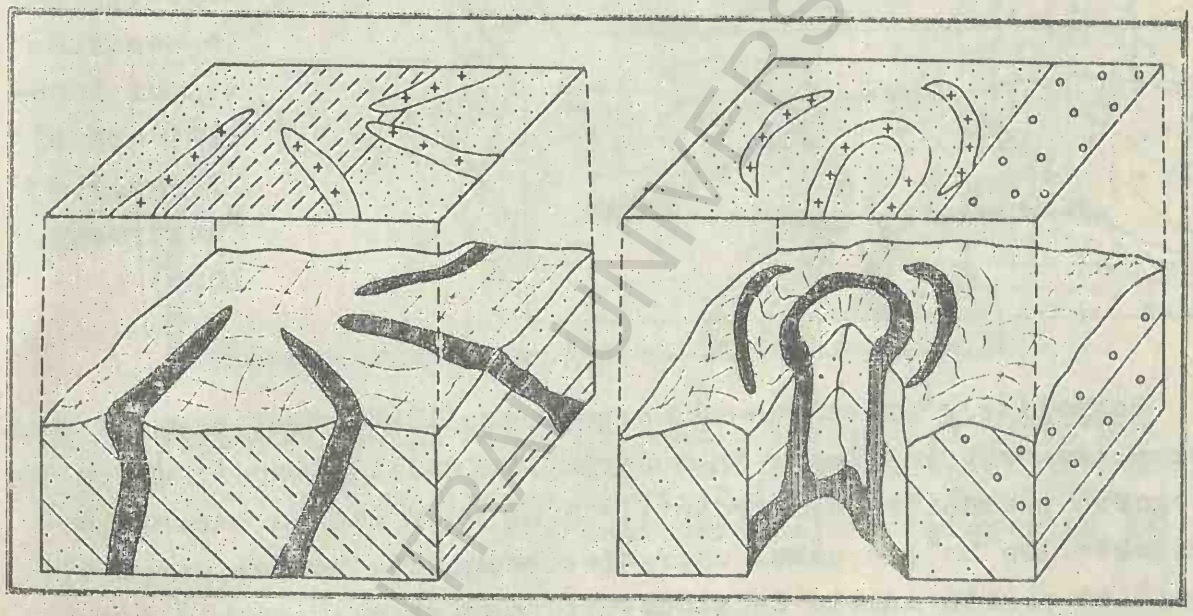


Fig.58-Aspectul cartografic şi în secţiune al dyke-urilor radiare şi circulare (după Billings, din Dumitrescu, 1962)

Ele se formează prin injectarea topiturilor direct din rezervorul magmatic, fie din camere magmatice intermediare, situaţie în care sînt asociate lacolitelor. După alura lor în plan şi secţiune, ele pot fi, dyke-uri paralele, radiare, în con şi circulare (fig.58).

Laccolitele (gr. Lakkos-cisternă, Gilbert, 1877). Reprezintă corpuri magmatice cu partea superioară de formă plan-convexă, în porţiunea bazală avînd un canal de legătură cu rezervorul magmatic. Dimensiunile lor în suprafaţă pot atinge 3-6 km, iar în secţiune verticală, adică pe grosime, pot ajunge pînă la 1 km.

Corpul lacolitic poate fi asociat cu sill-uri şi dyke-uri. Caracterul concordant al lacolitelor face ca să existe o adevărată serie de tranziţie între acestea şi sill-uri. Convenţional, se consideră lacolit corpul magmatic la care raportul dintre diametru şi grosime este mai mic ca lo şi sill cînd acest raport este mai mare ca lo.

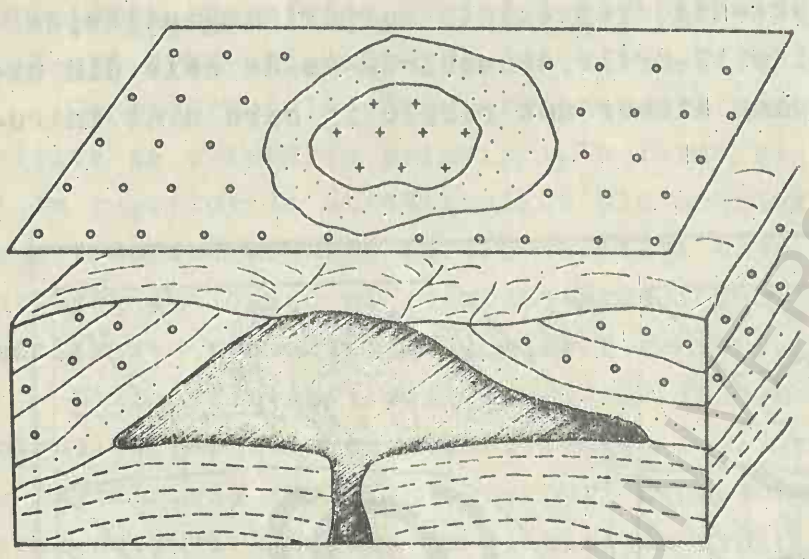


Fig.59-Aspect cartografic şi în secţiune a unui lacolit(după Billings, din Dumitrescu, 1962)

Batholitele (gr.bathus-adîncime, Suess, 1892). Sînt corpuri magmatice frecvent întîlnite în scoarţa Pămîntului, înscriindu-se în categoria plutonilor discordanţi. Dimensiunea lor în suprafaţă depăşeşte loo km^2; în cazul unor dimensiuni mai reduse, corpurile magmatice poartă numele de stock-uri(engl.stock-trunchi). Prezintă pereţi divergenţi, lărgindu-se şi înrădăcinîndu-se în adîncime. Discordanţa lor este netă, atît în plan(cartografic) cît şi în adîncime(fig.6o).

In masa lor se întîlnesc, uneori, incluse, blocuri de roci de vîrstă şi litologia celor pe care le străpunge şi care poartă numele de xenolite(gr.xenos-străin; lithos-piatră).

Delimitarea cartografică a corpurilor intruzive se bazează pe observaţii de teren prin care se urmăreşte contactul lor cu rocile înconjurătoare şi care se transpun apoi pe harta geologică. Studiul acestor contacte ajută nu numai la delimitarea lor car-

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

tografică dar şi la stabilirea momentului punerii lor în loc. Contactele pot fi intruzive şi de eroziune.Contactele de natură intruzivă se deosebesc prin:prezenţa unor aureole de metamorfism termic,existenţa unor apofize în masa rocilor adiacente,cît şi prezenţa xenolitelor.In mod frecvent,aureolele de contact termic sînt mult mai extinse în cazul rocilor acide şi foarte reduse la cele bazice.

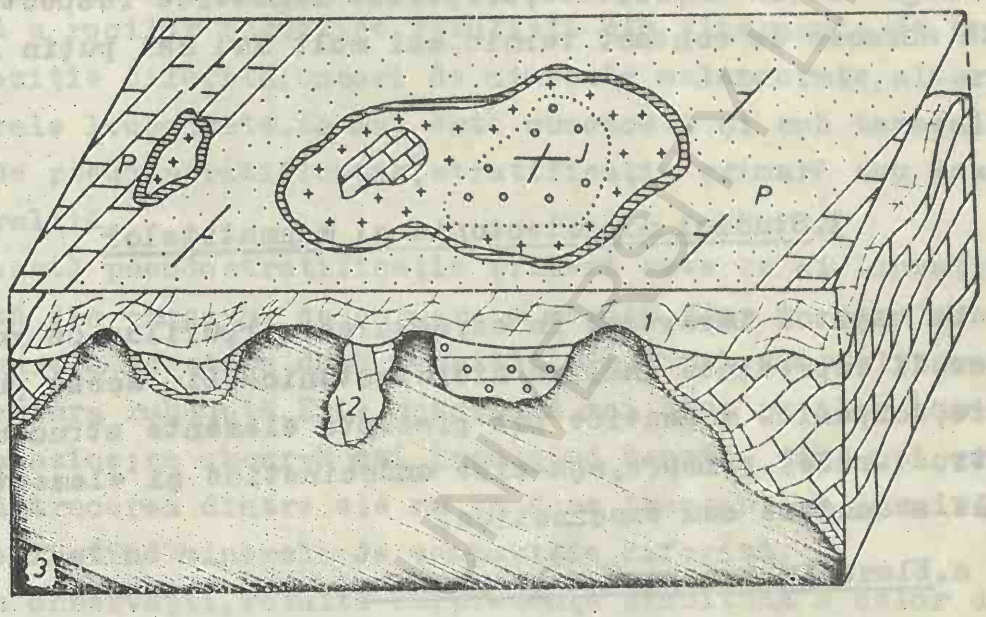


Fig.6o-Batholit văzut în plan(cartografic) şi în secţiune(inspirat după Dumitrescu,1962):1.Aureolă de metamorfism termic;2.Xenolit;3.Magmatite; P-calcare şi gresiipermiene;. conglomerate jurasice transgresive

Contactele de eroziune dintre corpurile plutonice şi rocile sedimentare se caracterizează prin lipsa metamorfismului termic şi prezenţa în rocile de la contact a unor elemente remaniate, provenite din distrugerea corpului intruziv.

Vîrsta relativă a corpurilor intruzive se determină după raportul lor cu rocile de contact.Un corp intruziv va fi mai tînăr decît rocile pe care le metamorfozează sau le include sub formă de xenolite şi mai vechi decît rocile care includ elemente remaniate din el.Aşa spre exemplu,în fig.6o,vîrsta batholitului nu poate fi decît triasică,întrucît xenolitele şi rocile afectate de metamorfismul termic sînt permiene,în timp ce conglomeratele care remaniază elemente din corpul intruziv sînt de vîrstă

jurasică. Structuri magmatice hipoabisale se întîlnesc, frecvent atît în eruptivul din C.Orientali, cît şi în cel al Munţilor A seni. In Carpaţii Orientali şi anume în zona Bîrgăului s-au descris atît lacolite cît şi sill-uri şi dyke-uri, alcătuite din d cite, diorite şi andezite (Rădulescu, Dimitrescu, 1982). Ele străbat atît şisturi cristaline cît şi depozite sedimentare mai ales cen-oligocene; în majoritate, corpurile magmatice respective, prezintă aureole de contact termic, mai mult sau mai puţin importante.

3. Studiul microtectonic al magmatitelor

Un capitol important în cercetarea corpurilor de roci magmatice, îl reprezintă analiza microtectonică. Din acest punct de vedere, corpurile magmatice pot prezenta elemente structurale (microstructurale) primare, aşa-zise endocinetice şi elemente structurale secundare sau exocinetice.

a. Elementele structurale primare

Elementele structurale primare sînt rezultatul mişcării magmei, precum şi a procesului ei de solidificare. Acestea sînt: lineaţia, foliaţia şi fisuraţia (fig.61).

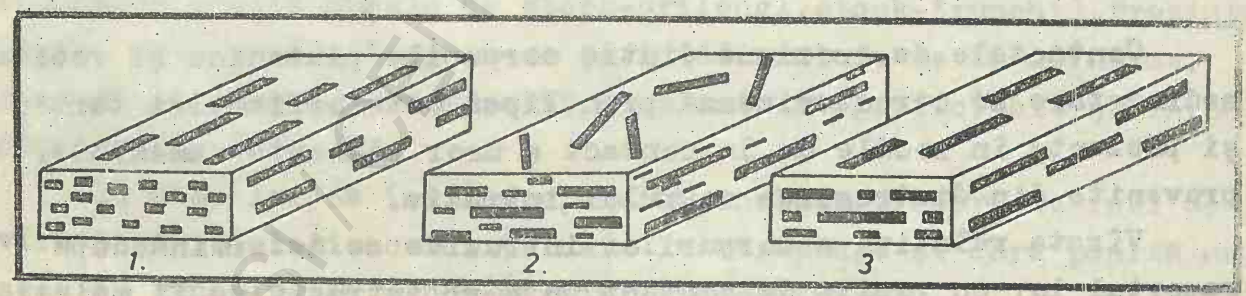


Fig.61-Elemente microtectonice în rocile magmatice (din Gurău, 1982): 1. Lineaţie primară de curgere; 2. Foliaţie plan-paralelă; 3. Lineaţie în planul foliaţiei primare

Lineaţia primară de curgere.Este rezultată din orientarea liniară a mineralelor magmatice(amfiboli,piroxeni) deja formate şi care se deplasează ca suspensii solide odată cu magma încă lichid-vîscoasă,neconsolidată;în acest fel,mineralele capătă direcţii liniare,paralele,care indică sensul de curgere a magmei.

Foliaţia primară de curgere.Se materializează prin textura rubanată a rocilor magmatice,rezultată din alternanţa de benzi de compoziţie diferită,uneori de minerale melanocrate,alternînd cu minerale leucocrate.Ea mai este cunoscută şi sub termenii sinonimi de pseudostratificaţie,stratificaţie primară sau textură plan-paralelă.

Această pseudostratificaţie primară este ca şi lineaţia, rezultată din procesul de curgere a magmei,timp în care are loc o segregare a acesteia după densităţi;în final,cristalizarea duce la textura rubanată.Este specifică mai ales rocilor bazice şi ultrabazice;se observă mai greu cînd benzile sînt mai groase sau cînd trecerea dintre ele nu se face tranşant,pe anumite porţiuni,coexistînd minerale de compoziţie diferită.

Din observaţii,rezultă că,prezenţa simultană a celor două elemente microstructurale este mai rară.Cînd există amîndouă, înclinarea lineaţiei primare poate sau nu să coincidă cu înclinarea foliaţiei.

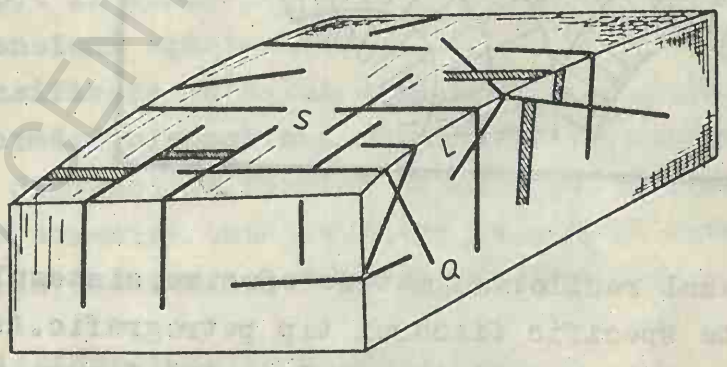


Fig.62-Sistemul de fisuri primare într-un corp de granite(din Cloos,1936): Q-fisuri primare transversale;S-fisuri primare longitudinale ;L-fisuri primare suborizontale

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Fisurile primare. In magmatitele intruzive şi mai ales în zonele lor periferice, se dezvoltă un sistem de fisuri, după care acestea se separă în blocuri paralelipipedice sau trapezoidale. In rocile acide, de tipul granitelor sau granodioritelor, în raport de lineaţia primară de curgere, apar trei tipuri de asemenea fisuri şi anume: fisuri transversale, fisuri longitudinale şi fisuri suborizontale, notate după Cloos cu Q, S şi L (fig.62).

Fisurile transversale sînt fisuri de tensiune, perpendiculare pe lineaţia primară de curgere şi aproape verticale; fisurile longitudinale sînt paralele cu lineaţia primară de curgere şi au înclinare mare; fisurile suborizontale aproape coincid cu planele texturilor de rubanare primară. Intregul sistem de fisuri apare pe parcursul solidificării magmei, deci prin răcirea acesteia; fisurile pot fi sterile sau umplute cu aplite sau pegmatite.

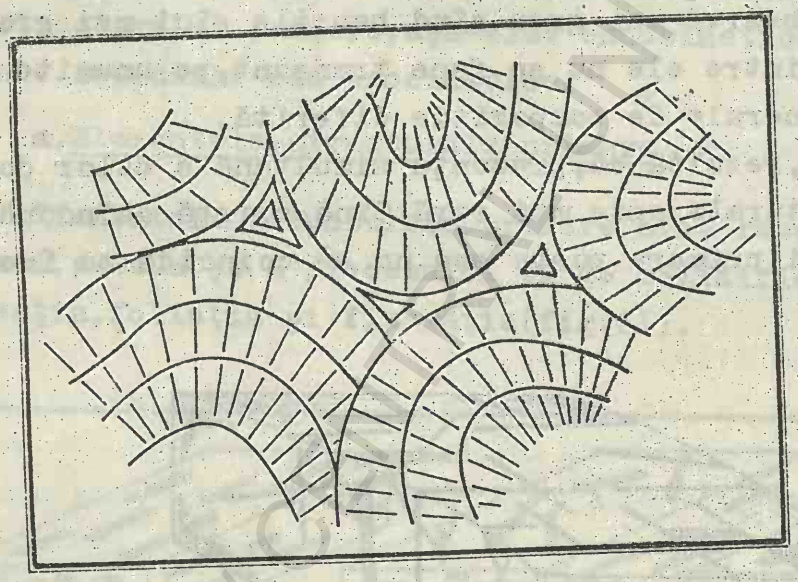


Fig.63-Sistem de fisuri concentrice şi radiar-rectilinii în diabaze (din Gurău, 1982)

In cazul rocilor magmatice efuzive, sistemul de fisuri endogenetice este specific fiecărui tip petrografic. Astfel, în bazaltele şi andezitele bazaltoide se dezvoltă fisuri verticale care separă roca sub formă de coloane pentagonale sau hexagonale. In diabaze, se dezvoltă două sisteme de fisuri, unul concentric şi paralel, după care rocile se desfac sferoidal şi altul radiar-rectiliniu, dispus perpendicular pe primul (fig.63). Fenomenul de separare columnară nu este pe deplin elucidat; se presupune că, ar pu-

tea fi vorba de o contracţie, produsă în timpul răcirii, cu reducere de volum şi apariţia unui sistem de tensiuni, sau, de intervenţia unor tensiuni termice uniforme, ca urmare a unei răciri lente.

b. Elementele structurale secundare

In această categorie intră fisurile asociate cu faliile, datorate tensiunilor tangenţiale, introduse de mişcările tectonice, care afectează rocile magmatice după punerea lor în loc; de regulă, prezintă o continuitate în rocile înconjurătoare.

Cît privesc studiile petrologice structurale, ele presupun un mare număr de măsurători în teren, privind orientarea şi înclinarea lineaţiei primare, a foliaţiei şi a fisurilor, finalizate prin prelucrarea statistică a datelor şi întocmirea de tectonograme, după aceleaşi principii utilizate şi în cazul cercetării metamorfitelor.

Cap. VI STRUCTURILE TECTONICE. DEFINIREA TERMENILOR DE BAZA

Deformările scoarţei îmbracă forme şi dimensiuni variate. Unele din ele pot fi minime, greu de decelat, în timp ce altele, pot atinge dimensiuni spectaculare.

Intr-o clasificare cu totul descriptivă, deformările se pot împărţi în deformări discontinui, caracterizate prin plane de fractură, numite şi disjunctive, formînd faliile, şi deformări continui, care constituie domeniul cutelor. Intre cele două categorii de deformări, există, în realitate, o trecere continuă.

A. Faliile (deformările discontinui)

1. Faliile: definiţie, elementele unei falii

Deplasarea paralelă a două compartimente, unul în raport de altul după un plan de ruptură comun, constituie o falie. Termenul are la origine cuvîntul francez faillir - a da faliment, sugerînd

din practica mineritului, dispariţia nivelului urmărit. La orice falie, se disting o serie de elemente, a căror cunoaştere oferă atît informaţii asupra anvergurii fenomenelor tectonice cît şi date de utilitate practică(fig.64).

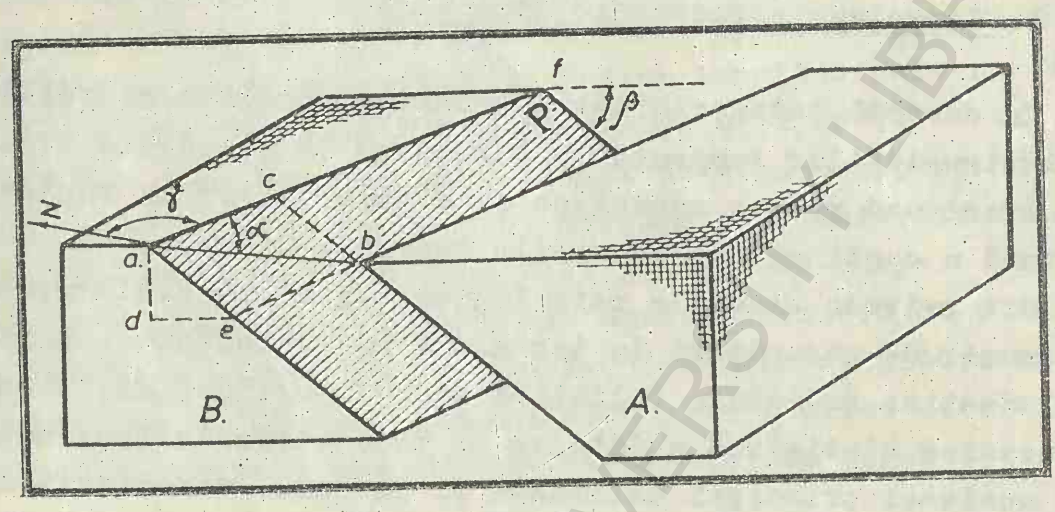


Fig.64-Elementele unei falii: P-planul de falie; af-direcţia faliei; ab-săritura totală; ac-săritura pe direcţie; ae-săritura pe înclinare; ad-săritura pe verticală; de-săritura orizontală sau transversală; α-unghiul de pitch; A-compartimentul din acoperiş; B-compartimentul din culcuş; β-înclinarea faliei; γ-orientarea direcţiei faliei

Planul de falie(P), reprezintă suprafaţa după care are loc deplasarea celor două compartimente formate prin fracturarea unei stive de roci.

Direcţia faliei(af) este linia rezultată din intersecţia planului de falie cu un plan orizontal.

Orientarea direcţiei faliei(γ) reprezintă unghiul format dintre Nord şi direcţia faliei(af).

Inclinarea faliei(β) este unghiul diedru format dintre planul de falie şi un plan orizontal.

Săritura faliei(pasul sau saltul) constituie deplasarea a două puncte de pe cele două compartimente, iniţial adiacente, măsurată în planul faliei. Se disting mai multe categorii de sărituri şi anume:

Săritura pe înclinare(ae) este componenta săriturii totale

măsurată pe înclinarea faliei şi reprezintă de fapt mărimea deplasării compartimentelor după linia de cea mai mare pantă din planul de falie.

Săritura verticală(ad)este componenta pe verticală a săriturii pe înclinare şi semnifică diferenţa de altitudine între cele două compartimente deplasate.

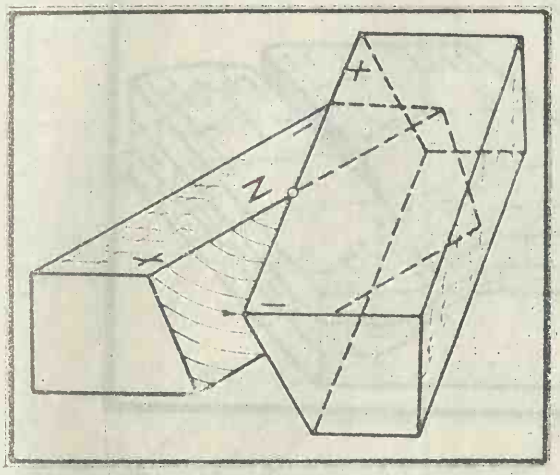


Fig.65-Falie generată prin mişcare de rotaţie; N-nodul de falie

Săritura orizontală sau transversală(de) este componenta pe orizontală a săriturii pe înclinare; materializează mărimea deplasării compartimentelor,măsurată în plan orizontal.

Săritura stratigrafică(S_s-fig.7o) exprimă mărimea deplasării compartimentelor,măsurată după planul de cea mai mare pantă a stratelor ;în cazul stratelor orizontale ea este egală cu săritura verticală. Cînd înclinarea planului de falie este mai mică decît 9o°,atunci se deosebesc un compartiment din culcuş(B)şi un compartiment din acoperiş(A).

De notat că,deplasarea compartimentelor după planul de falie se face după o mişcare de translaţie;în acest caz,toate liniile din compartimentele opuse,care iniţial erau în continuitate,rămîn paralele după faliere.Pot exista însă şi mişcări de rotaţie, situaţie în care,aceste linii nu mai rămîn paralele.Rotirea compartimentelor se face după un ax perpendicular pe planul de falie (fig.65).La asemenea falii,săriturile sînt variabile în lungul faliei,se anulează în punctul în jurul căruia se face rotirea(nodul de falie) şi chiar se inversează;este vorba de fapt,de o falie în foarfece.

Există cazuri cînd începutul compartimentării unui pachet de strate se face prin simpla îndoire a acestuia,cînd sîntem în prezenţa unei flexuri.In acest caz,partea care leagă cele două compartimente se numeşte flanc de racordare.Prin creşterea tensiunilor,flancul de racordare se poate lamina pînă la dispariţi-

e, flexura trecînd în falie(fig.66).

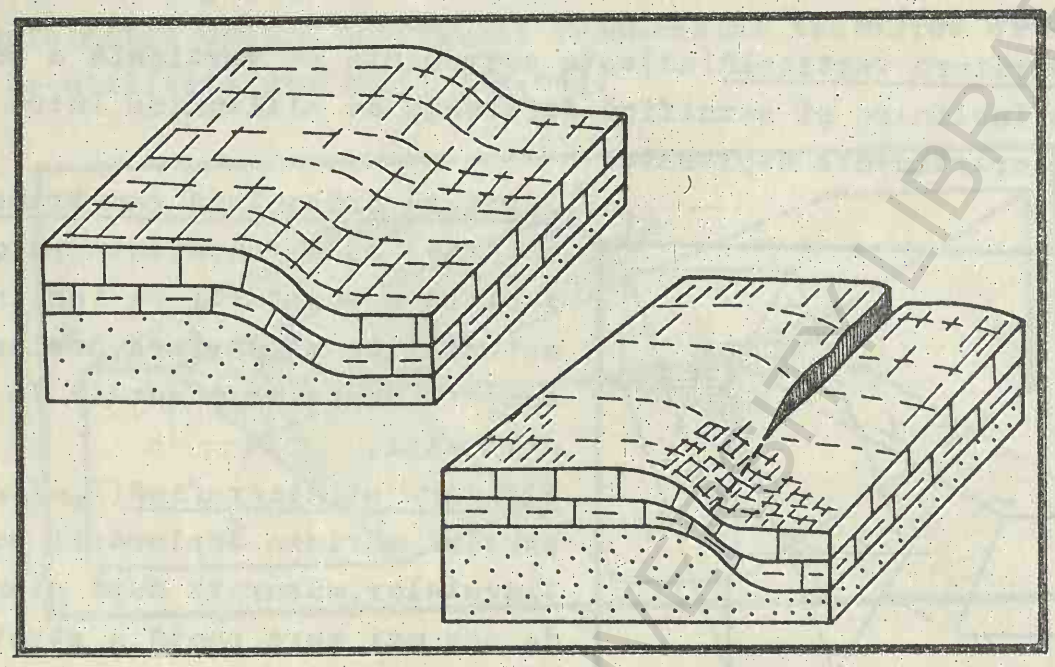


Fig.66-Flexură şi tranziţia ei spre o deformare disjunctivă(falie)

2.Nomenclatura faliilor

Faliile se clasifică după criterii geometrice şi genetice. Vom prezenta, deocamdată, categorille de falii după criteriul geometric.Clasificările geometrice se fac după: unghiul de înclinare a planului de falie, înclinarea în planul de falie a săriturii totale, adică după pitch, deplasarea aparentă pe planul de falie, poziţia faliei în raport de rocile înconjurătoare şi după modul lor de asociere. Stratele afectate de falii pot fi orizontale, înclinate sau cutate.

După unghiul de înclinare a planului de falie pot fi falii înclinate şi falii verticale.

a.Faliile înclinate.In cazul acestora, planul de falie face un unghi ascuţit cu un plan orizontal.Din conjugarea criteriului, privind înclinarea în planul de falie a săriturii totale cu deplasarea aparentă a compartimentelor, rezultă o nomenclatură a faliilor destul de diversă(fig.67).

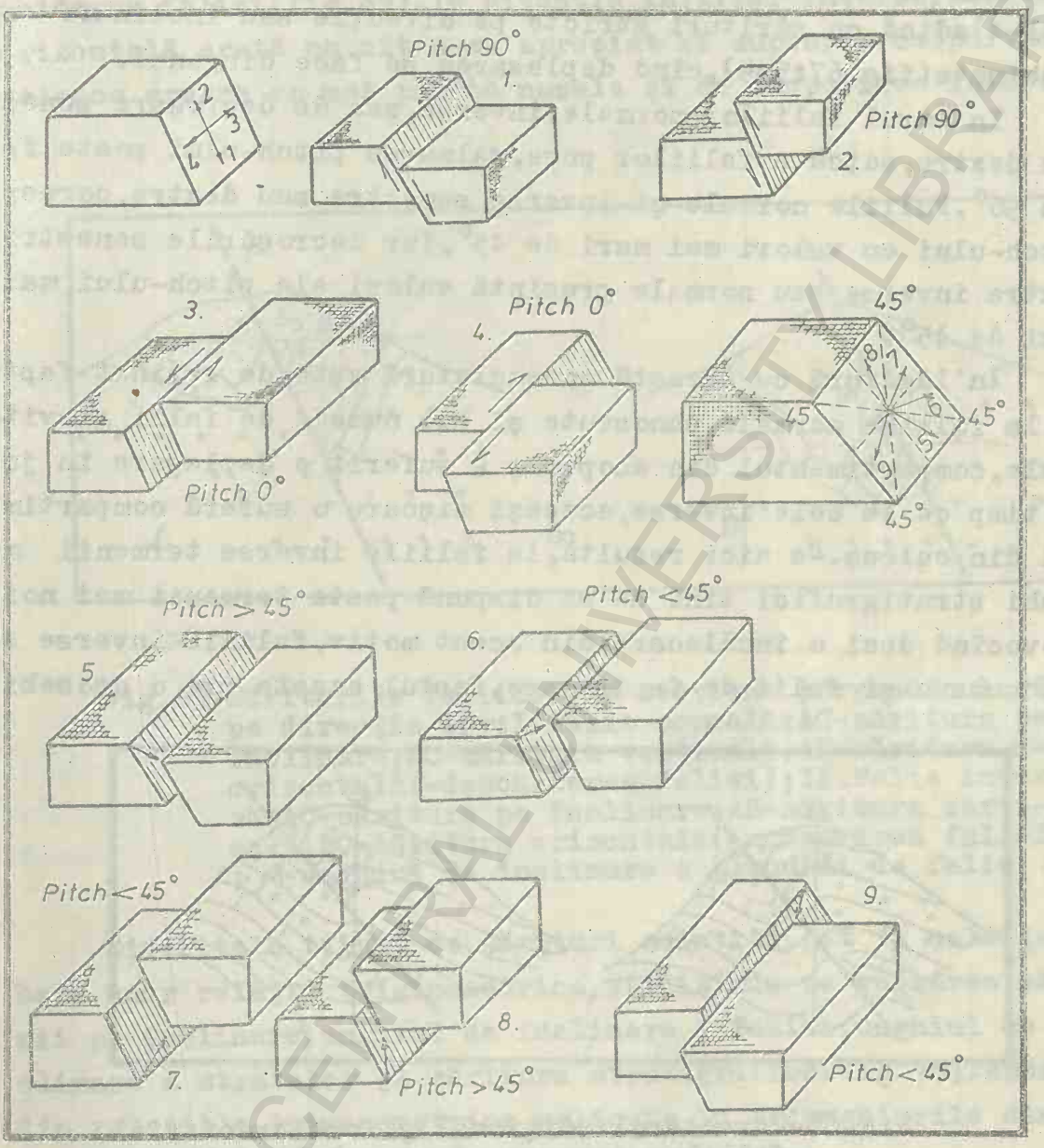


Fig.67-Diferite categorii de falii înclinate, schematizate după striaţiile planului de falie şi corespondentul lor în spaţiu(din Mattauer,1980): 1.Falie normală;2.Falie inversă;3.Decroşare senestră;4.Decroşare dextră;5.Falie normală senestră ;6.Decroşare senestră normală;7.Decroşare senestră inversă;8.Falie inversă senestră;Decroşare dextră normală

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

După cum se observă, faliile pot fi în aceste cazuri pure, (fig. 67:1-4) adică cu sărituri stricte pe direcţie sau înclinare şi combinate (fig. 67:5-9), cînd deplasarea se face diagonal.

In cazul faliilor normale, inverse sau de decroşare senestre sau dextre, adică a faliilor pure, valoarea pitch-ului poate fi 0^{o} sau 90^{o}. Faliile normale şi inverse senestre sau dextre, corespund pitch-ului cu valori mai mari de 45^{o}, iar decroşările senestre şi dextre inverse sau normale prezintă valori ale pitch-ului mai mici de 45^{o}.

In legătură cu această nomenclatură este de reţinut faptul că, la faliile normale, cunoscute şi sub numele de falii gravitaţionale, compartimentul din acoperiş a suferit o deplasare în jos, în timp ce la cele inverse, aceeaşi mişcare o suferă compartimentul din culcuş. De aici rezultă că, la faliile inverse termenii mai vechi stratigrafici tind să se dispună peste termenii mai noi, provocînd deci o încălecare; din acest motiv, faliile inverse se mai numesc şi falii de încălecare. Faptul acesta are o deosebită

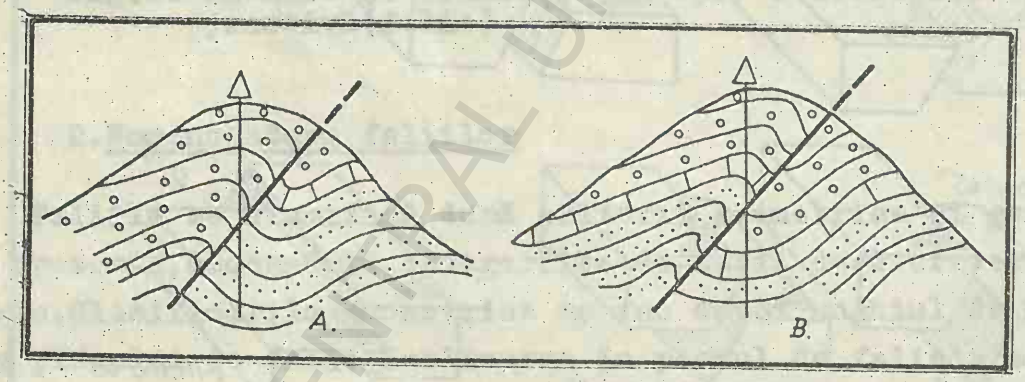


Fig. 68-Caracterul adiţional şi substractiv al faliilor inverse şi normale: A-falie normală; B-falie inversă

semnificaţie practică, deoarece, în cazul unui foraj, care va traversa o falie normală sau inversă, din coloană vor lipsi anumiţi termeni, în primul caz, în timp ce în cel de al doilea caz, unii din ei vor fi străpunşi de două ori (fig. 68). Unii autori vorbesc în atare situaţii de caracterul substractiv al faliilor normale şi adiţional al celor inverse.

Este de reţinut că, în cazul faliilor normale, săritura orizontală indică cu cît s-au îndepărtat unul de altul cele două

compartimente,motiv pentru care ea mai poartă şi numele de deschiderea faliei(fig.69).In situaţia faliilor inverse,săritura orizontală arată cu cît s-au apropiat şi suprapus compartimentele;ca urmare ea mai poartă numele şi de acoperirea faliei.

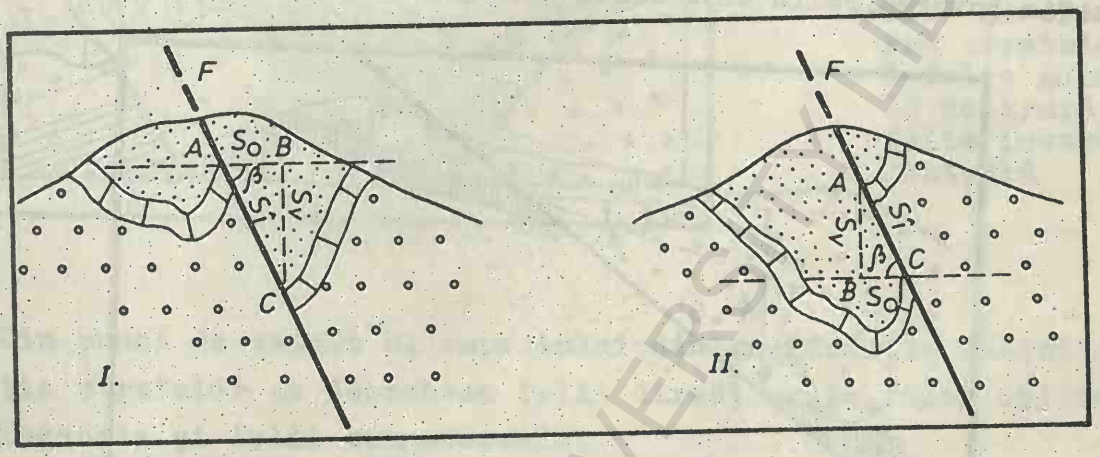


Fig.69-Săriturile faliilor în secţiune perpendiculară pe direcţia lor:I.Falie normală;AC-săritura pe înclinare;BC-săritura verticală;AB-săritura orizontală(=deschiderea faliei);II.Falie inversă:AC-săritura pe înclinare;AB-săritura verticală;BC-săritura orizontală(=acoperirea faliei ;β unghiul de înclinare a planului de falie

Diferitele tipuri de săriturі amintite,pot fi calculate pe baza unor relaţii trigonometrice,utilizîndu-se valoarea săriturii pe înclinare,unghiul de înclinare a faliei,unghiul de înclinare a stratelor şi săritura stratigrafică(fig.7o).Astfel, din relaţiile trigonometrice aplicate în triunghiurile din fig. 7o,valoarea acestor săriturі este următoarea:

$$S_s = S_i \cdot \sin(\beta-\alpha) \quad ; \quad S_v = S_i \cdot \sin\beta \quad ; \quad S_o = S_i \cdot \cos\beta$$

$$S_i = \frac{S_s}{\sin(\beta-\alpha)}$$

Categorii aparte de falii derivă din raportul lor cu rocile înconjurătoare şi care se referă,fie la relaţia dintre înclinarea stratelor şi înclinarea faliei,fie dintre direcţia

acesteia şi direcţia stratelor.Cînd înclinarea faliei este în acelaşi sens cu căderea stratelor falia este conformă,iar în situaţia inversă,falia este contrară(fig.71).

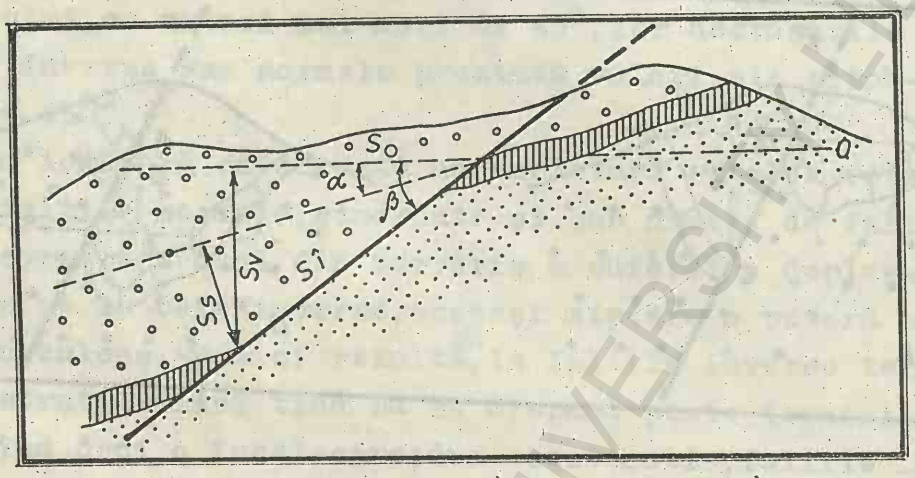


Fig.7o-Elementele de calcul ale săriturilor unei falii(din Buialov,1973): S_s-săritura stratigrafică; S_o-săritura orizontală; S_v-săritura verticală; $S_î$-săritura pe înclinare; β-unghiul de înclinare a faliei; α unghiul de înclinare a stratelor; 0-orizontala

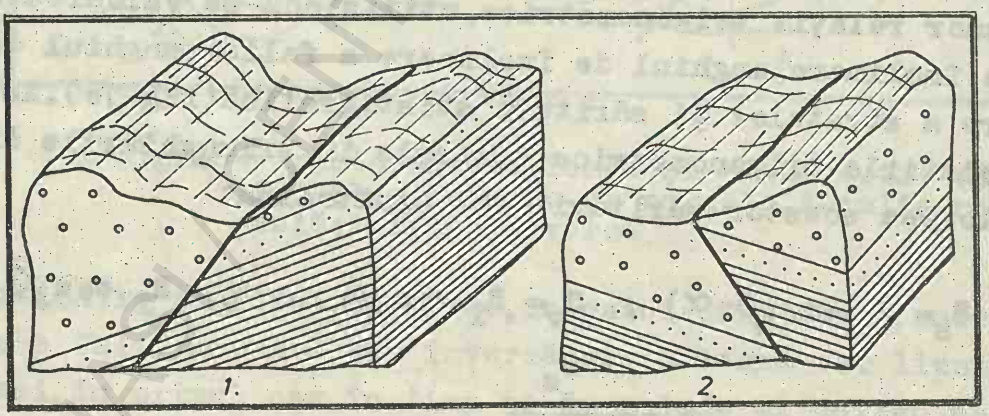


Fig.71-Tipuri de falii după raportul dintre înclinarea planului de falie şi căderea stratelor:

1-falie normală conformă;2-falie inversă conformă

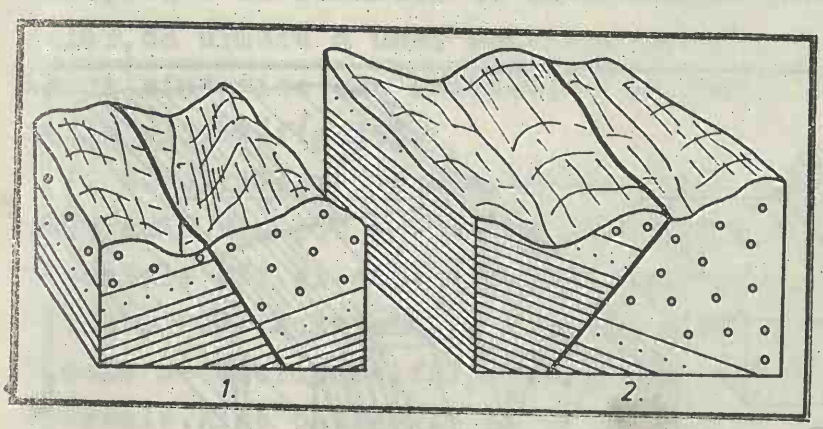


Fig.72-Tipuri de falii după raportul dintre înclinarea faliei şi căderea stratelor: 1-falie normală contrară;2-falie inversă contrară

Din punct de vedere al raportului dintre direcţia faliei şi direcţia stratelor se deosebesc falii direcţionale, falii oblice sau diagonale şi falii transversale.

La faliile direcţionale direcţia stratelor corespunde cu orientarea faliei, la cele oblice orientarea faliei face cu direcţia stratelor un unghi ascuţit, iar la cele transversale un unghi de aproape 90°. Un caz particular îl reprezintă faliile pe stratificaţie, la care atît direcţia cît şi înclinarea faliei corespund cu direcţia şi înclinarea stratelor(fig.73,74).

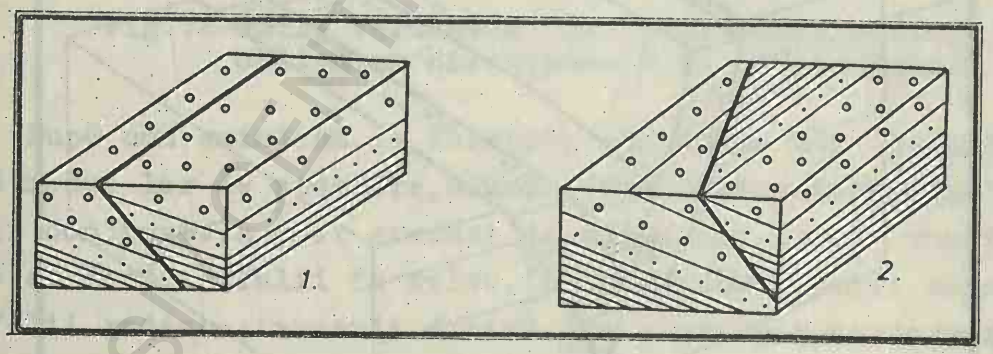


Fig.73-Categorii de falii după relaţia dintre orientarea acestora şi direcţia stratelor sau a structurilor(inspirată după Dumitrescu,1962) : 1.Falie direcţională;2.Falie oblică

Dacă avem în vedere relaţia dintre direcţia şi căderea faliei şi direcţia şi căderea stratelor, atunci rezultă următoare-

le categorii:falii direcţionale normale şi inverse,conforme şi contrare şi falii oblice normale şi inverse,conforme şi contrare.

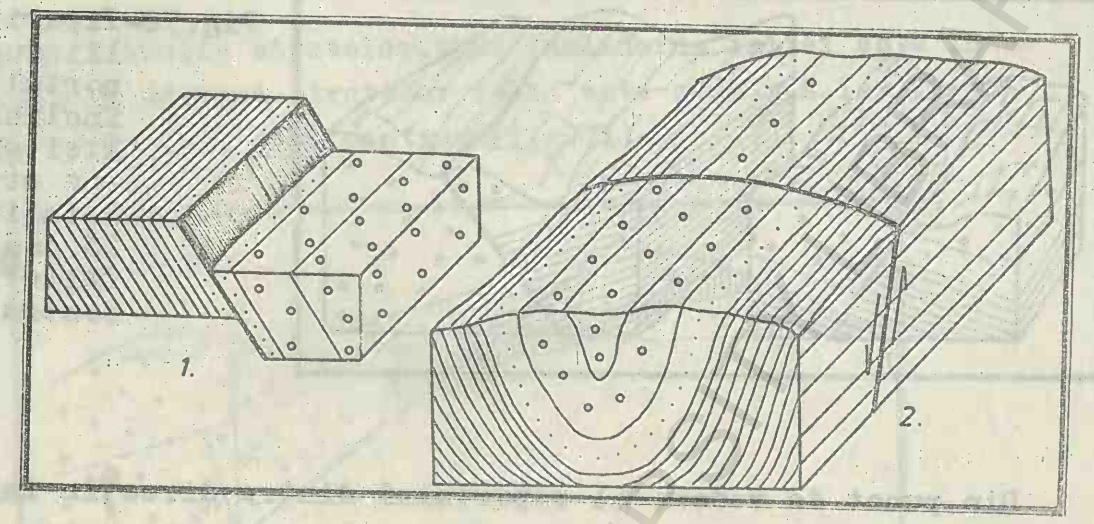


Fig.74-Falie pe stratificaţie(1) şi falie transversală,afectînd o structură sinclinală(2)

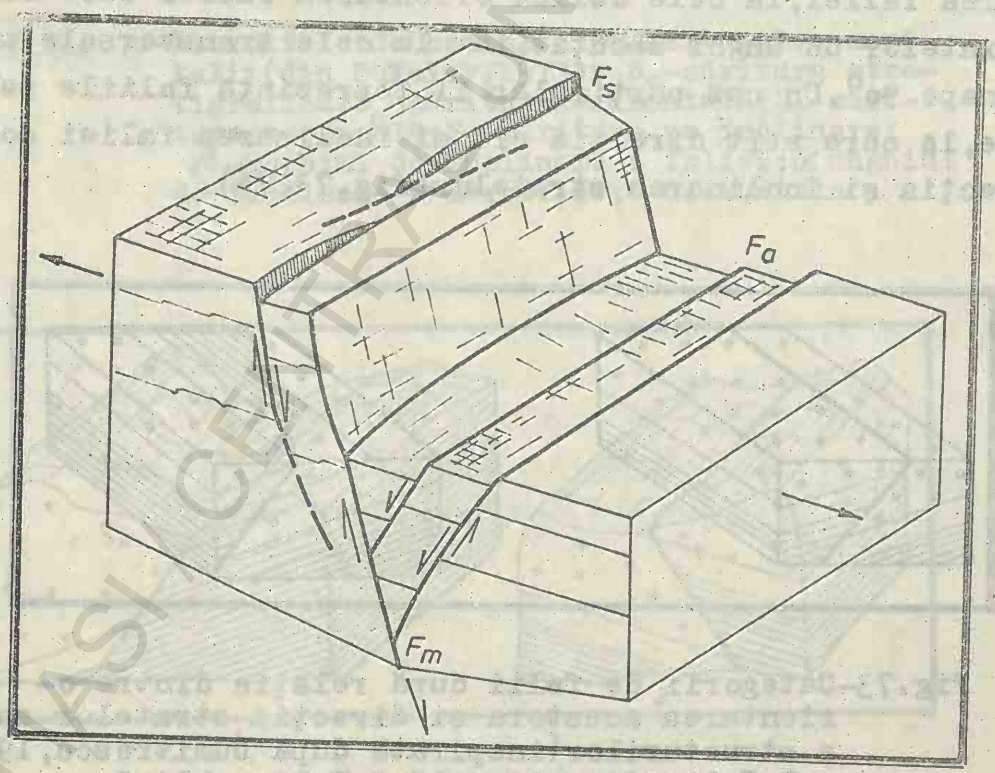


Fig.75-Falii sintetice şi antitetice asociate unei falii majore(din Cloos,1936):F_m-falie normală majoră;F_s-falii sintetice;F_a-falii antitetice

Există şi o nomenclatură a faliilor dată de situaţia în care, odată cu falierea se produce şi o modificare a căderii stratelor, ca urmare a unei aşa-zise rotaţii externe. Faliile sînt, atunci, sintetice sau antitetice, în raport de sensul lor faţă de falia majoră (fig.75).

b. Faliile verticale. Aceste falii au planul de ruptură la verticală. Ele pot afecta ca şi faliile înclinate, atît strate orizontale cît şi strate cutate. Nomenclatura lor faţă de cele înclinate este mult simplificată (fig.76). Se vor deosebi falii verticale de decroşare, falii verticale direcţionale, oblice şi transversale. Alte categorii nu se vor putea decela decît dacă se cunoaşte pitch-ul striurilor.

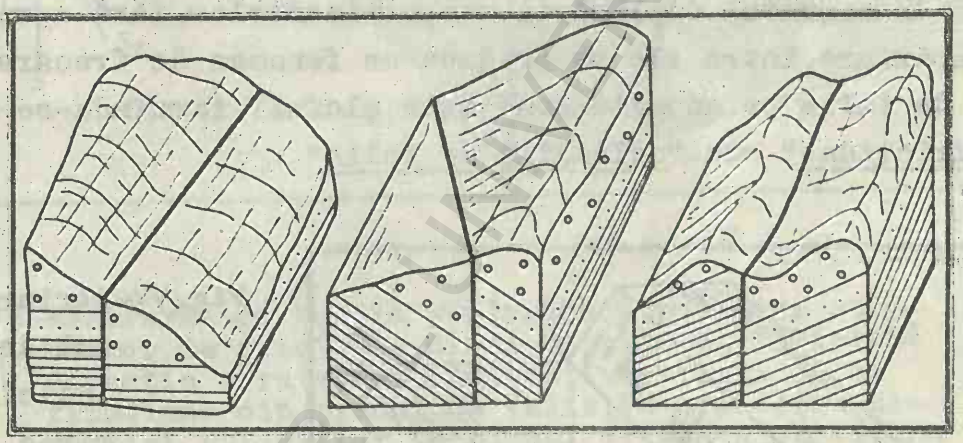


Fig.76-Falie verticală în strate orizontale, oblică şi direcţională în strate cutate

După cum aminteam la început, faliile se mai clasifică şi după modul lor de asociere, atunci cînd sîntem în prezenţa unor falii conjugate, a unor grupări de falii. Din acest punct de vedere se disting falii în releu, falii paralele, falii concentrice şi falii radiare; termenii derivă din alura lor cartografică.

3. Criterii de determinare a sensului de deplasare a compartimentelor de falie

Avînd în vedere că deformările rupturale se produc simultan la toate scările, este posibil ca în determinarea tipurilor de falii să fie utilizate mijloace variate, printre care un loc a-

parte îl ocupă microstructurile. In esenţă, este vorba de mijloacele oferite de microtectonică în scopul determinării sensului de deplasare a compartimentelor de falie, a determinării direcţiilor de scurtare, adică a sensului compresiunilor, cît şi a celor de distensiune, de întîndere.

In procesul de formare a faliilor se pot realiza o serie de microstructuri cu elemente de polaritate, cum sînt striurile, microstructurile de recristalizare, cel mai adesea calcitice, sau de dizolvare, cum sînt stilolitele, precum şi fisuri care acompaniază fracturile majore.

a. Tectoglifele şi "cîrligul" faliei

In momentul deplasării compartimentelor, fără apropiere sau îndepărtare, între ele se produce un fenomen de frecare, încît planul de falie pe anumite zone este şlefuit, formîndu-se "oglinzile de fricţiune" sau "oglinzile de falie"

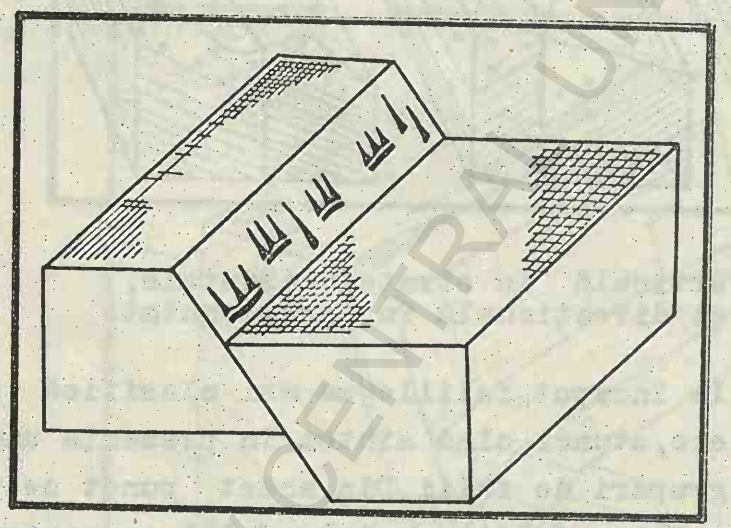


Fig.77-Striuri pe planul de falie, indicînd coborîrea compartimentului din acoperiş (falie normală)

Pe suprafaţa acestor oglinzi se disting o serie de striuri care se pot termina cu un capăt mai îngroşat sau pot prezenta în relief o terminaţie bruscă. Terminaţia bruscă a striaţiilor indică, întotdeauna, sensul de deplasare a compartimentului opus (fig.77). Aceste microstructuri de pe suprafaţa oglinzilor de falie, mai poartă numele de tectoglife. Măsurarea poziţiei striurilor se poate face cu busola geologică (fig.78).

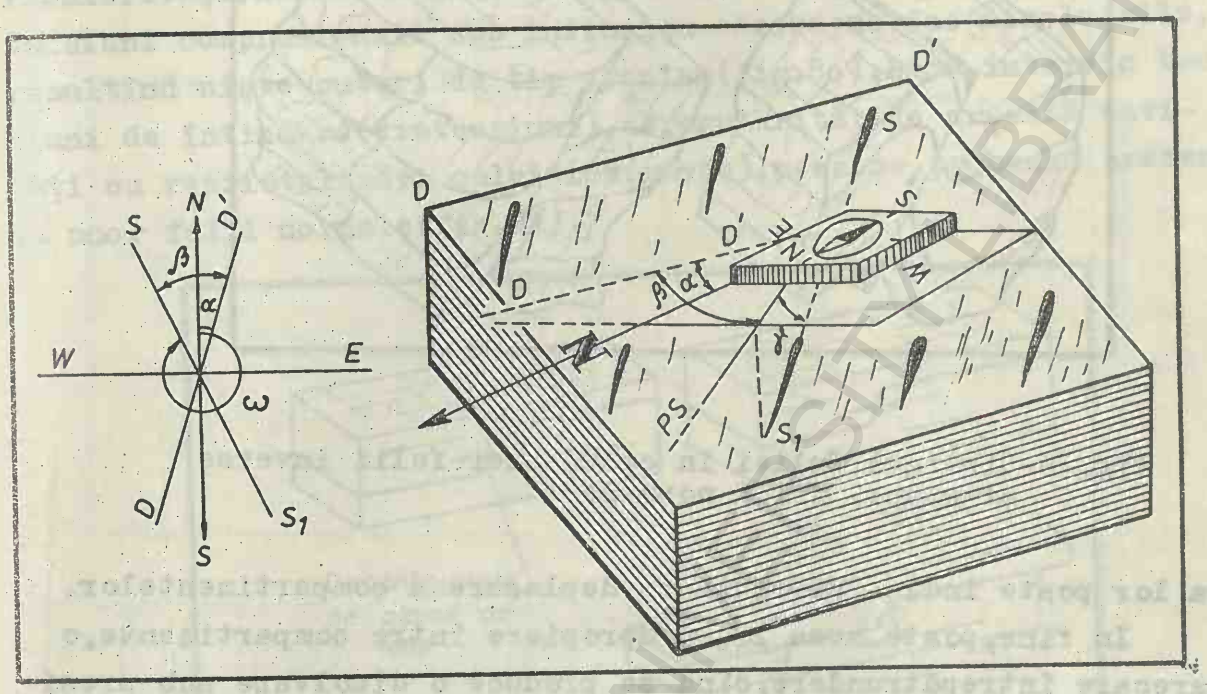


Fig.78-Măsurarea cu busola geologică a poziţiei striurilor de fricţiune dintr-un plan de falie:DD'-direcţia stratelor;SS'-direcţia striurilor de fricţiune din planul de falie;PS-proiecţia direcţiei striurilor în planul orizontal;α-orientarea direcţiei stratelor; β-unghiul dintre direcţia stratelor şi direcţia striurilor de fricţiune; ω-orientarea striurilor de fricţiune; γ-înclinarea striurilor de fricţiune(măsurată în plan vertical)

Un indiciu pentru determinarea tipului de falie este,în acelaşi timp,şi cîrligul(pipa)faliei,determinat de încovoierea stratelor pe planul de ruptură,conform cu sensul deplasării compartimentelor(fig.79)

b.Microstructurile de recristalizare şi disoluţie

In cazul în care compartimentele suferă în deplasarea lor o uşoară îndepărtare,pe planul de falie apar recristalizări calcitice cu structură liniară,paralele striurilor descrise anterior.Acestea poartă numele de striuri de recristalizare iar alu-

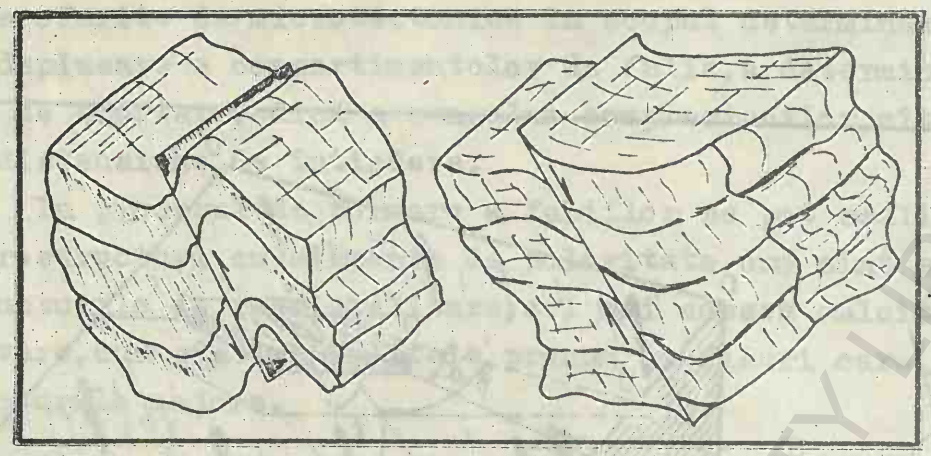


Fig.79-Cîrligul faliei în cazul unei falii inverse şi a unei falii normale

ra lor poate indica direcţia de deplasare a compartimentelor.

In fine, poate avea loc o apropiere între compartimente, o oarecare întrepătrundere, cînd se produce o dizolvare sub presiune; într-o atare situaţie se formează stilolitele (gr. stylos=coloană). Apariţia lor este posibilă numai în roci capabile de a suferi dizolvări, cum este cazul calcarelor şi dolomitelor.

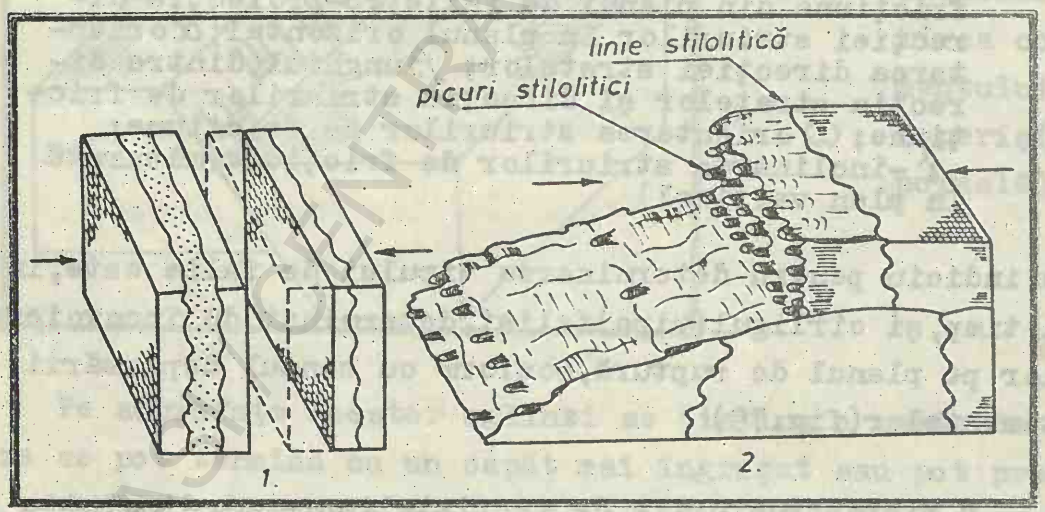


Fig.8o-Geneza şi elementele stilolitelor (după Aubouin, Brousse, Lehman, 1975): 1. Geneza stilolitelor cu spaţiu supus dizolvărilor; 2. Elementele stilolitelor

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Stilolitele apar cînd planele de falie sînt afectate de neregularităţi, adică de mici abrupturi şi care vin în contact prin tensiuni compresionale sub influenţa cărora se fac dizolvările, rezultînd nişte suturi de tip cranian(fig.8o).Dacă intervin tensiuni de întindere(distensiuni),neregularităţile creează cavităţi cu recristalizări calcitice(geode),ceea ce probează prezenţa unor falii normale(fig.81).

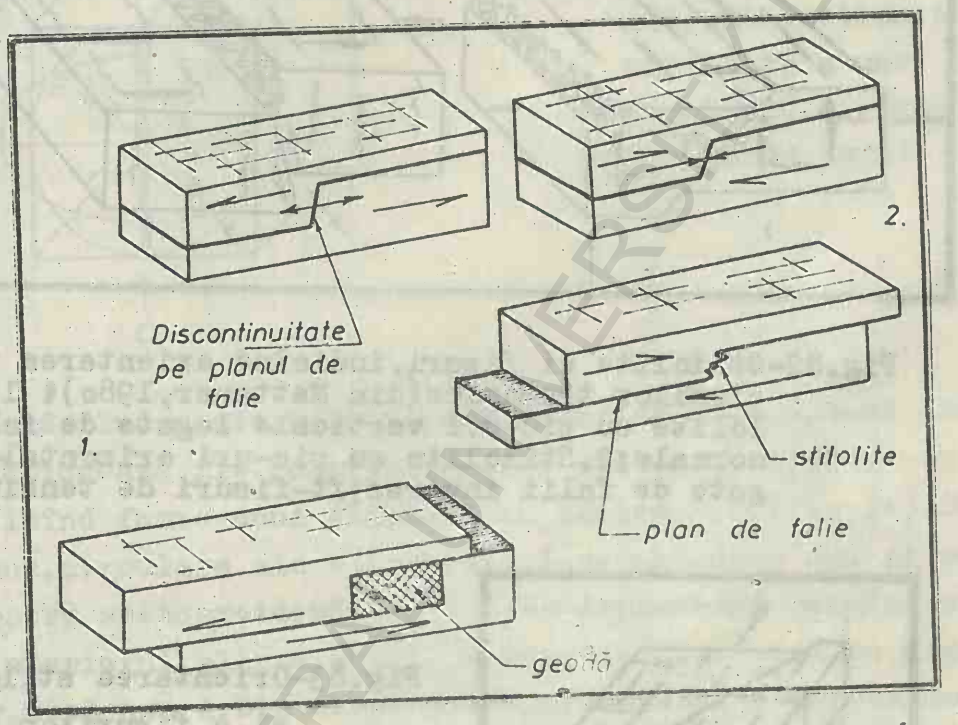


Fig.81-Mecanismul genetic al microstructurilor de recristalizare(geode) în cazul distensiunilor(1) şi a celor de disoluţie(stilolite) în compresiuni(2)

Ca linie generală, stilolitele au un aspect neregulat, semănînd, după cum am văzut, cu o sutură craniană, care este întotdeauna perpendiculară pe direcţia de stress; în detaliu, ele prezintă mici coloane cilindrice a căror ax(pic) este în acelaşi sens cu direcţia de stress.

Se disting, de obicei, două categorii de stilolite, stilolite cu pic-uri verticale şi cu pic-uri orizontale. In cazul pic-urilor verticale, alura generală a stilolitelor este paralelă cu stratificaţia, ceea ce demonstrează că avem de a face cu o distensiune, întrucît, axul de scurtare este vartical, situaţie specifică fa-

liilor normale.Cînd aspectul general al pic-urilor orizontale termină o linie stilolitică perpendiculară pe stratificaţie, a tunci, situaţia derivă dintr-un stress de compresiune, indicînd p zenţa unei falii inverse(fig.82)

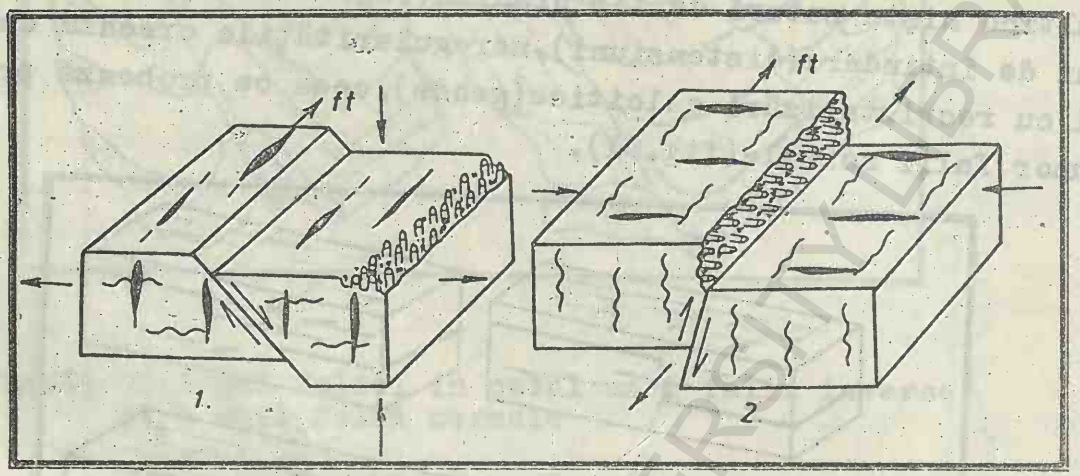


Fig.82-Stilolite şi fisuri, indicînd orientarea tensiunilor tectonice(din Mattauer, 198o)% 1.Stilolite cu pic-uri verticale legate de falii normale;2.Stilolite cu pic-uri orizontale, legate de falii inverse;ft-fisuri de tensiune

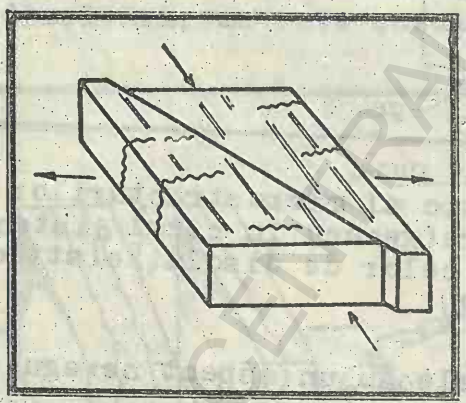


Fig.83-Orientarea stilolitelor şi a fisurilor de tensiune în cazul unei falii de decroşare(din Mattauer, 198o)

c.Fisurile de sprijin

Este de amintit, în sfîrşit, că la scară microtectonică se creează, ca urmare a eforturilor tectonice, şi fisuri deschise şi care ulterior sînt umplute cu calcită sau cuarţ.Ele acompaniază fracturile majore, fiind cu acestea din urmă paralele sau formînd unghiuri de oarecare valoare.Acestea sînt cunoscute, cel puţin în

literatura geologică românească, sub numele de "fisuri de sprijin" (penate) pentru faptul că se termină la un capăt, adică se sprijină pe planul de fractură major.

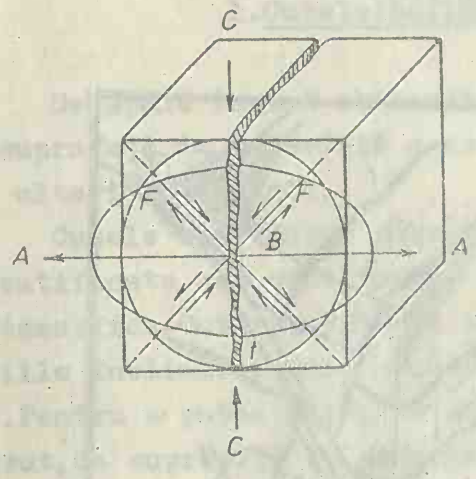


Fig.84-Geneza fisurilor de forfecare(F) şi de tensiune (t), prin acţiunea asupra unui corp a unei compresiuni sau distensiuni(din Gurău, 1982)

Considerînd o sferă imaginară înscrisă într-o rocă asupra căreia acţionează fie compresiuni, fie distensiuni, sfera se va deforma, luînd forma unui elipsoid cu axele A, B, C, (fig.84). Suprafeţele plane, circulare ale elipsoidului, separă, după cum se vede în fig.84, patru sectoare: două din ele se deplasează paralel cu axa C, spre interiorul elipsoidului, în timp ce alte două se mişcă spre exterior, după axa A. Din acest motiv, primele două poartă numele de "cadrane de compresiune" iar celelalte două "cadrane de dilatare".

Mişcările care se produc pe aceste două plane dau naştere la fisurile de forfecare. Faptul se produce cînd tensiunile maxime tangenţiale depăşesc rezistenţa internă a rocilor. Ele formează, de obicei, un unghi de 45^{0} cu direcţia de exercitare a forţelor de compresiune sau distensiune, sînt frecvent rectilinii şi cu suprafeţele planelor, netede, date de oglinzile de fricţiune. În afara fisurilor de forfecare, se dezvoltă şi fisuri de tensiune, a căror orientare este paralelă în raport cu compresiunile şi perpendiculare pe distensiuni. Sînt sinuoase şi nu au pereţi netezi; din observaţii, reiese că, în general, se dezvoltă un singur sistem de fisuri de forfecare, cel de al doilea, rămînînd abia schiţat.

Fisurile de sprijin pot fi utilizate pentru determinarea sensului de deplasare a compartimentelor de falie. Astfel, în cazul

BCU "MIHAIL KOGĂLNICEANU" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

unor falii normale,atît fisurile de forfecare cît şi cele de tensiune sînt paralele într-un plan orizontal,dar primele cad în acelaşi sens cu planul de falie principal,pe cînd ultimele au o cădere de sens opus(fig.85).In cazul faliilor inverse,în lungul planului de falie fisurile de forfecare au o cădere contrară iar cele de tensiune sînt conforme.

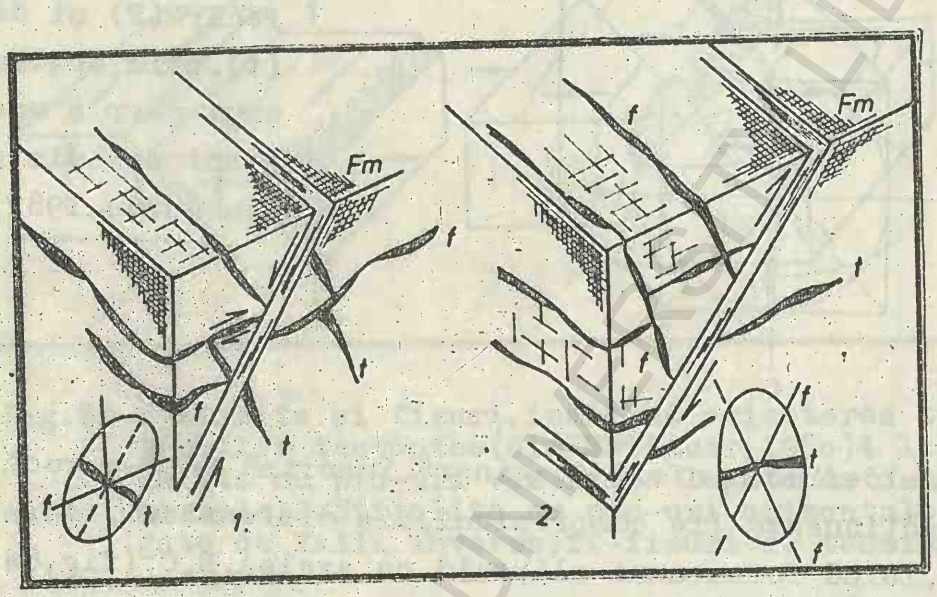


Fig.85-Orientarea fisurilor de sprijin în raport de tipurile de falii(după Volfson,din Gurău, ,1982):1.Falie normală;2.Falie inversă;F-plan de fractură major;f-fisuri de forfecare; t-fisuri de tensiune

BCU IASI / CENTRU UNIVERSITAR LIBRARY

B.Cutele(deformările continui)

1.Cutele:definiţie,elementele unei cute

Se spune în mod obişnuit că un strat este cutat atunci cînd o suprafaţă de referinţă a acestuia,plană înainte de cutare,devine ulterior ondulată.

Cutele sînt forme structurale specifice pentru formaţiunile stratificate,cum sînt rocile sedimentare şi corespondentele lor metamorfice.Cutarea este cu atît mai clară,mai netă,cu cît variaţiile înclinării unor strate sînt mai numeroase şi mai accentuate.Pentru a putea vorbi de cutare este necesar,aşa după cum s-a văzut,de suprafeţe de referinţă.Suprafeţele de stratificaţie ale rocilor sedimentare sînt,din acest punct de vedere,repere ideale;din acest motiv se consideră că rocile sedimentare reprezintă prin excelenţă,domeniul cutelor şi a cutării.

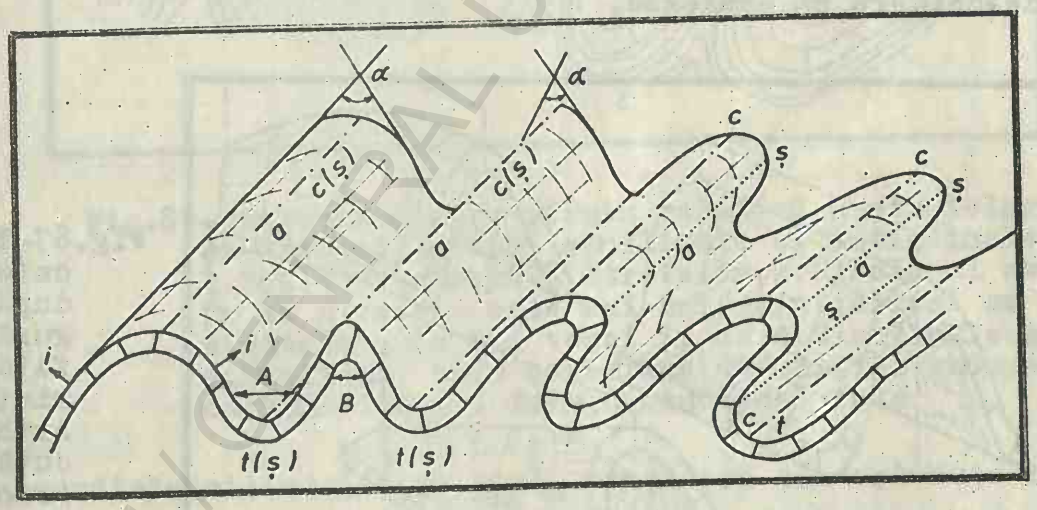


Fig.86-Vedere în spaţiu şi secţiune a unui strat cutat; elementele sale geometrice(din Mattauer,1980): c-linia de creastă;ş-şarniera;c(ş)-cazuri în care şarniera corespunde cu linia de creastă;i-punctul de inflexiune;α unghiul de deschidere a cutei;t-talpa;a-axul cutelor;A-albie sinclinală; B-boltă anticlinală

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

In momentul în care stratele suferă un fenomen de cutare, un plan de stratificaţie iniţial orizontal se transformă într-o suprafaţă ondulată, cu căderi variabile. La o asemenea suprafaţă cutată se pot distinge următoarele elemente (fig. 86).

Creasta (c) reprezintă linia care uneşte punctele cele mai ridicate ale unei suprafeţe de strat cutate.

Talpa (t) reprezintă partea cea mai de jos a unui strat cutat; la cutele verticale talpa corespunde cu şarniera.

Şarniera (ş) reprezintă punctul de curbură maximă a unei cute. In unele cazuri numai, şi anume cînd cuta este verticală, şarniera corespunde cu linia de creastă.

Punctul de inflexiune (i) se află de o parte şi de alta a liniei de curbură maximă şi corespunde cu locul în care sensul curburii se inversează, trecîndu-se de la bolta cutei la albia ei.

Unghiul de deschidere a cutelor (α) este determinat de tangentele duse la punctele de inflexiune dispuse de o parte şi de alta a şarnierei. La cutele zise izoclinale, la care tangentele duse prin punctele de inflexiune sînt paralele cu axul cutei, unghiul de deschidere se anulează.

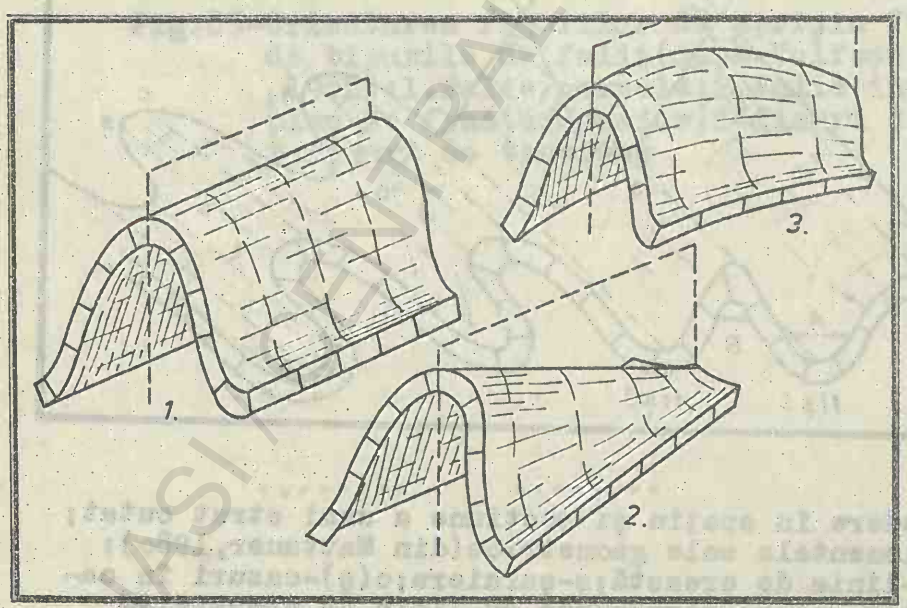


Fig. 87 - Tipuri de cute definite după o singură suprafaţă de referinţă (după Arthaud): 1. cută cilindrică; 2. cută conică; 3. cută curbiplanară

Flancurile cutei reprezintă suprafeţele care unesc bolta cu albia.

Bolta (B) este zona de racordare a flancurilor anticlinalu-

lui, în care înclinările stratelor scad treptat şi îşi schimbă sensul.

Albia(A) este zona de racordare a flancurilor sinclinalului, în care, de asemenea, înclinările stratelor scad treptat şi îşi schimbă sensul.

Axul cutelor(a) rezultă din unirea punctelor de curbură maximă. Stratele cutate pot lua forme diverse. Printre acestea se disting: forme cilindrice, conice şi curbiplanare, corespunzătoare unor cute de aceeaşi nomenclatură(fig.87).

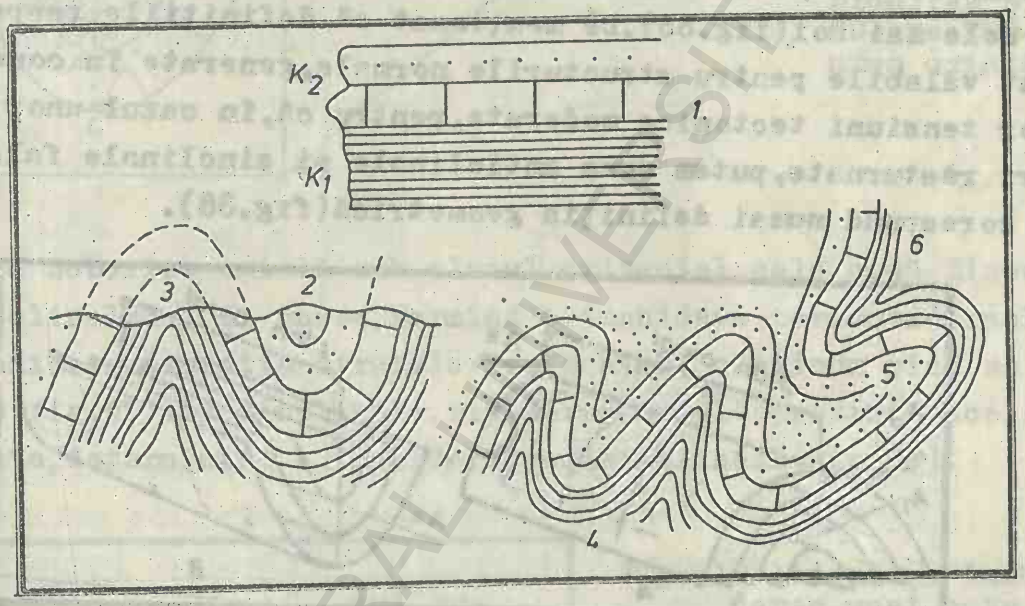


Fig.88- Relaţia dintre vîrsta relativă a stratelor şi definiţia cutei sinclinale şi anticlinale: 1.Poziţia primară a stratelor; 2.Sinclinal avînd în ax stratele cele mai noi; 3.Anticlinal cu stratele cele mai vechi în ax; 4.Sinclinale şi anticlinale care corespund definiţiei geometrice; 5.Anticlinal fals; 6.Sinclinal fals

La cutele cilindrice se poate considera că suprafaţa cutată este generată de o dreaptă(axul) care în deplasarea ei rămîne paralelă cu ea însăşi. In cazul cutelor conice axele acestora rămîn continuu într-un con; la cele curbiplanare se observă o curbură mai mult sau mai puţin accentuată.

In situaţia în care se iau în consideraţie mai multe suprafeţe de referinţă, aşa cum se întîmplă în cazul cutării unui pachet de strate, dispuse în ordine stratigrafică, avem de a face cu o structură constituită dintr-o parte convexă sau anticlinal şi

o parte concavă sau sinclinal.

Anticlinalul este o cută care are convexitatea îndreptată în sus.Semantic,termenul înseamnă înclinări contrare şi rămîne valabil numai pentru cutele normale.O definiţie mai adecvată poate fi aceea după care anticlinalul este cuta în care apar stratele cele mai vechi.

Sinclinalul este o cută care are convexitatea îndreptată în jos.Ca şi în cazul precedent se poate da sinclinalului o definiţie mai adecvată.El reprezintă o cută în care se dezvoltă stratele cele mai noi(fig.88).De menţionat că definiţiile respective sînt valabile pentru structurile normale,generate în condiţiile unor tensiuni tectonice moderate,pentru că,în cazul unor structuri răsturnate,putem avea anticlinale şi sinclinale false,cărora le corespund numai definiţia geometrică(fig.88).

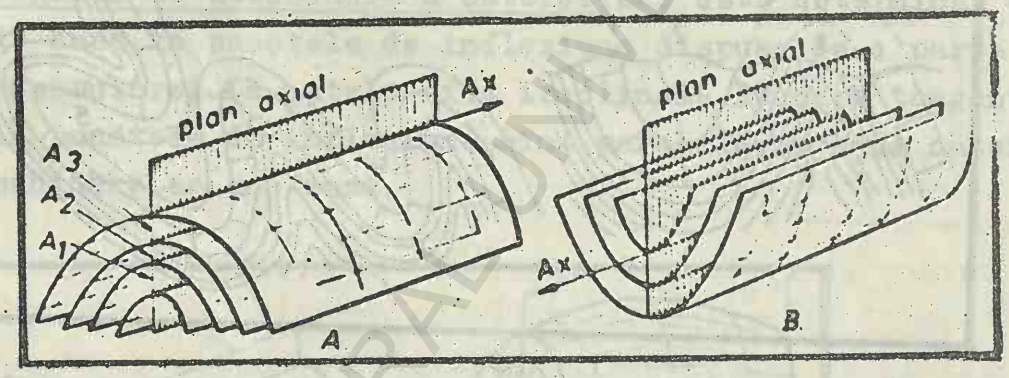


Fig.89-Planul axial al cutelor:A.Anticlinal;
B.Sinclinal;A_1, A_2, A_3-axe

Un element important al oricărei cut sinclinale sau anticlinale este planul axial(suprafaţa axială).El este un plan care trece prin toate şarniere.e stratelor ce intră în compunerea cutei,adică conţine toate .ele acestor suprafeţe de cută componente(fig.89).

Din intersecţia planului axial cu suprafaţa topografică,rezultă urma axială.Axul cutei definit în raport de planul sau suprafaţa axială reprezintă intersecţia acestuia cu un strat anumit.

Căd rea axului unei cute defineşte plonjul axial.Valoarea plonjului este dată de mărimea unghiului pe care-l face axul cutei cu proiecţia orizontală a acestuia(fig.9o).Plonjul axial are drept consecinţă unirea flancurilor cutelor,formînd aşa-zisele închideri

perianticlinale(periclinale) şi perisinclinale(centriclinale).

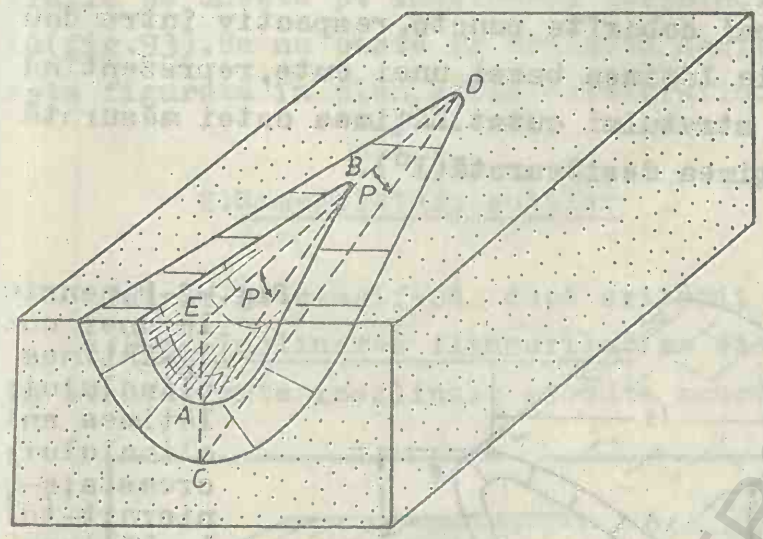


Fig.9o-Plonjul şi închiderea unei cute sinclinale(după Nevin,195o): P-unghiul de plonj;AB şi CD-axe;EBD-urma axială

La o coborîre axială sub planul orizontal,cele două flancuri ale anticlinalului se unesc,formînd o închidere perianticlinală; spre închidere,direcţia stratelor se schimbă continuu pînă se racordează(fig.91).La sinclinale,ridicarea axială prezintă aceleaşi consecinţe,determinînd o închidere perisinclinală(fig.9o).

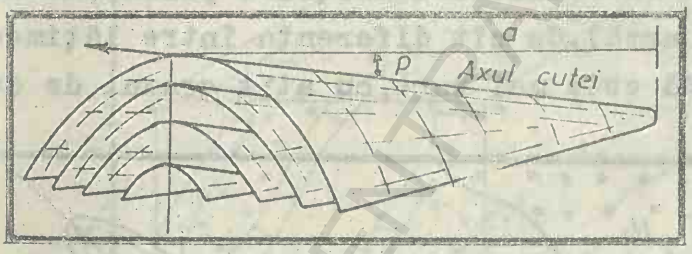


Fig.91-Plonjul şi închiderea unei cute anticlinale:a-proiecţia orizontală a axului cutei;P-unghiul de plonj

Incheind discuţiile asupra elementelor structurilor cutate, trebuie să amintim şi parametrii care definesc dimensiunile cutei.Aceşti parametri sînt:înălţimea cutei,lăţimea şi lungimea(fig. 92).

Înălţimea(h) sau amplitudinea cutei este distanţa măsurată pe verticală într-o secţiune transversală,între punctul cel mai ridicat şi cel mai coborît al unei limite geologice.Ea este în fapt distanţa măsurată în plan vertical între creastă şi talpă.

Lăţimea unui sinclinal(l_s) este distanţa măsurată pe orizon-

tală, într-o secţiune transversală, între punctele cele mai ridicate ale unei limite geologice, adică între creste, iar a unui anticlinal(l_a) între cele mai coborîte puncte, respectiv între două talpe. L_s şi l_a constituie lăţimea bazei unei cute, reprezentînd proiecţia orizontală a stratului cutat. Lăţimea cutei măsurată pe secţiune reprezintă lăţimea desfăşurată(l^d).

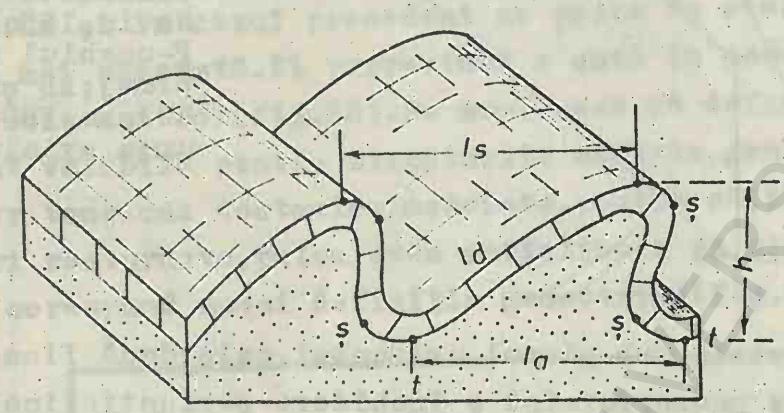


Fig.92-Dimensiunile unei cute: l_s-lăţimea sinclinalului; l_a-lăţimea anticlinalului; c-creasta; ş-şarniera; t-talpa; l_d-Lăţimea desfăşurată a cutei

Lăţimea desfăşurată a cutei este întotdeauna mai mare decît lăţimea bazei şi este utilă în realizarea hărţilor palinspastice (gr. palinspastik-întins în urmă). Cu cît diferenţa între lăţimea bazei şi lăţimea desfăşurată este mai mare, cu atît gradul de cutare este mai mare.

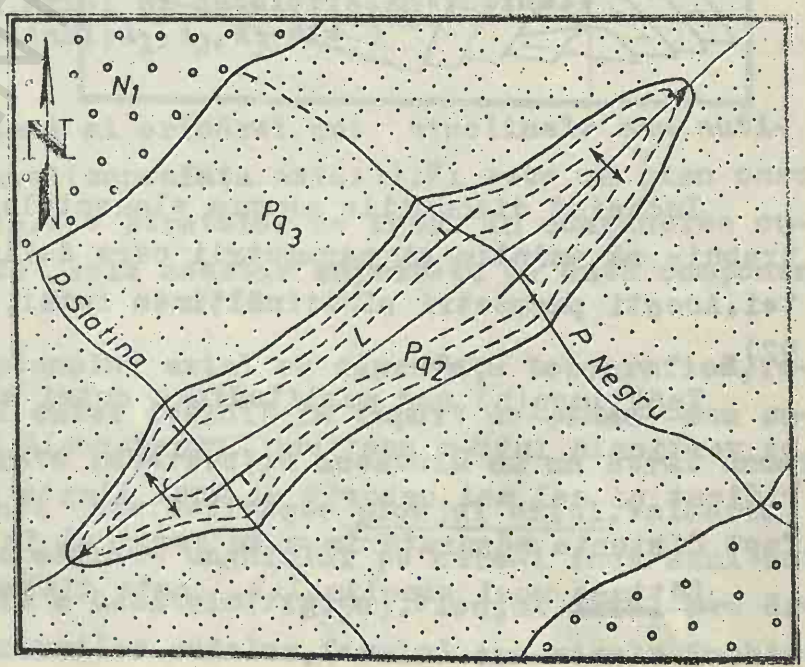


Fig.93-Lungimea unei cute anticlinale. L-lungime; Pg_2-Eocen; Pg_3-Oligocen; N_1-Miocen

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Lungimea cutei(L) este distanţa măsurată pe orizontală, paralel cu axul, între punctele în care un anumit orizont stratigrafic se uneşte pe închiderea perisinclinală sau perianticlinală(fig.93). Ea nu poate fi evaluată decît în cazul în care cuta este figurată în plan, adică cartografic.

2. Nomenclatura cutelor

Cutele se clasifică după criterii genetice şi geometrice.

a) După înclinarea flancurilor se disting: cute normale, cute în evantai, cute izoclinale şi cute acordeon(fig.94).

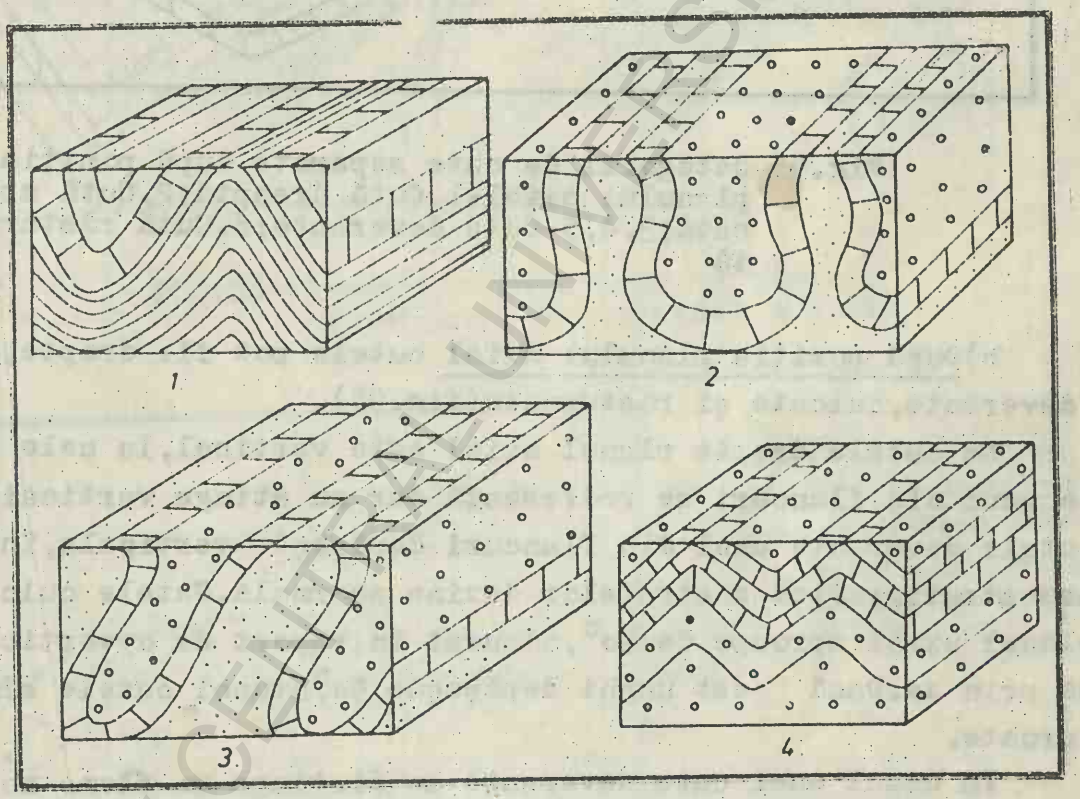


Fig.94-Tipuri de cute după înclinarea flancurilor: 1. Cute normale; 2. Cute în evantai; 3. Cute izoclinale; 4. Cute acordeon

La cutele normale flancurile formează un unghi cu deschiderea în jos la anticlinale şi în sus la sinclinale, la cele în evantai flancurile converg în jos la anticlinal şi în sus la sinclinal; cutele în evantai se mai numesc şi cute strangulate. Cutele izoclinale au flancurile paralele iar unghiul cutei este nul. In cazul cutelor acordeon, numite şi în zigzag(tectiforme), simi-

lare, după unii autori, cu cutele în căprior (en chevron), ele două flancuri se racordează nu după o curbă ci după un unghi.

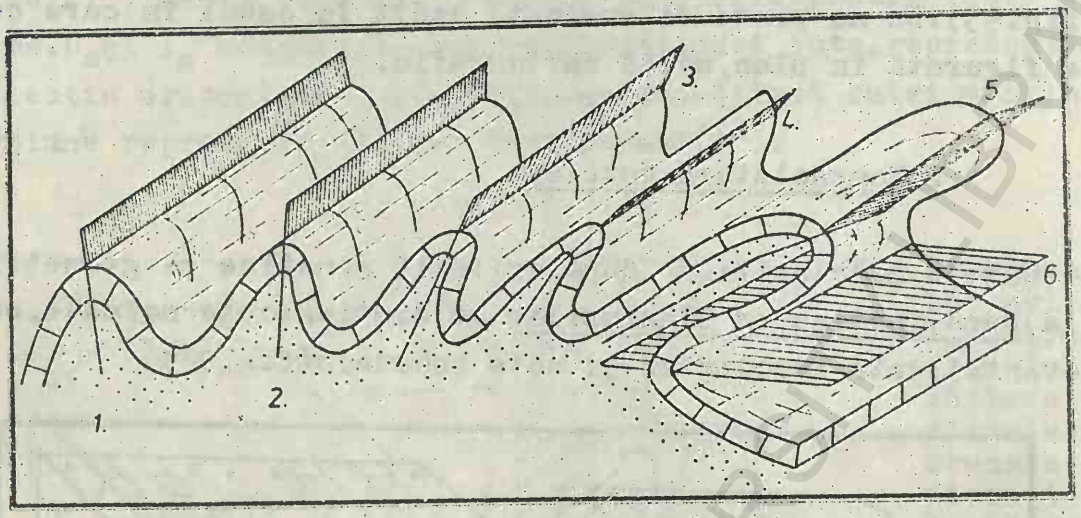


Fig.95-Categorii de cute separate după poziţia planului axial.1.Cută dreaptă;2,Cută aplecată;3,4,5-Cute deversate;6.Cută răsturnată

b)După poziţia planului axial cutele pot fi: drepte, aplecate, deversate, culcate şi răsturnate(fig.95).

La cutele drepte planul axial este vertical, la cele aplecate unul din flancuri se redresează dar nu atinge verticala; la cutele deversate unul din flancuri depăşeşte verticala, încît ordinea stratigrafică a stratelor devine anormală. Cutele culcate au planul axial aproape de 90°, măsurat în raport de o verticală dusă prin ax. Dacă acest unghi depăşeşte 90°, atunci cutele sînt răsturnate.

In cazul unei cute deversate se distinge un flanc normal şi un flanc invers, cît şi un sens de vergenţă(fig.96). Vergenţa(lat. vergere-orientat spre) reprezintă înclinarea cutelor şi are o valoare unghiulară. Unghiul de vergenţă este format de planul axial al cutei şi un plan vertical care trece prin axul său. Se observă că, sensul vergenţei este opus sensului de înclinare a planului axial. In fig.96, planul axial înclină spre vest, în timp ce vergenţa cutelor este estică. Cu cît stratele înclină mai puţin, cu atît vergenţa cutelor are o valoare mai mare. In flancurile inverse, succesiunile stratigrafice vor fi întotdeauna răsturnate. Calculul

vergenţei se face în raport de valoarea căderii stratelor(fig. 97).

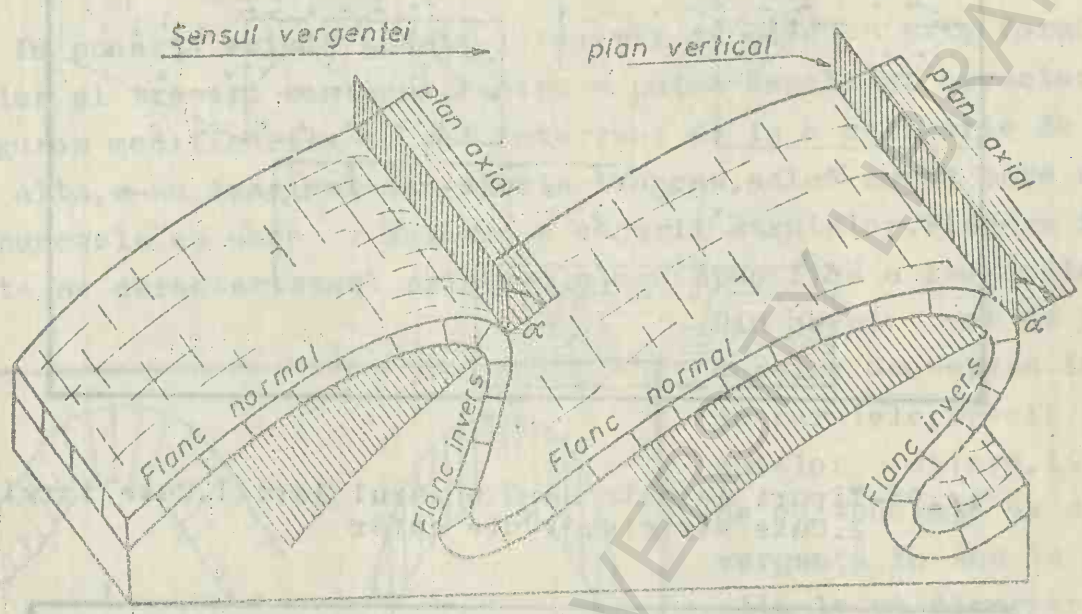


Fig.96-Elemente ale unei cute deversate:
α -unghiul de vergenţă a cutei

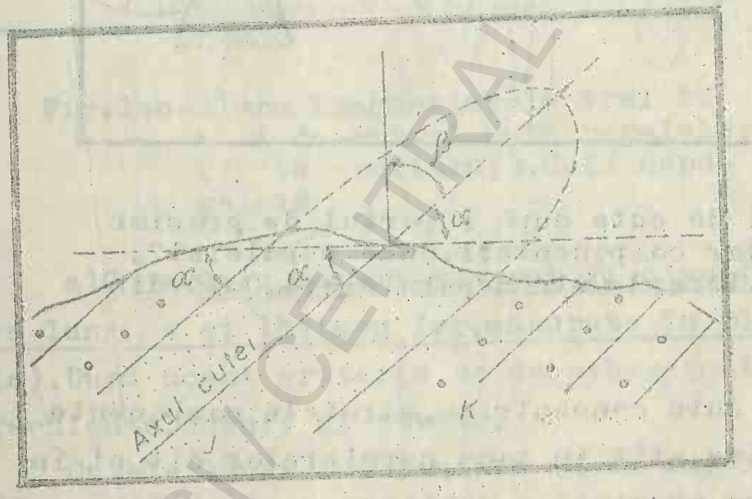


Fig.97-Calculul unghiului de vergenţă:
α -înclinarea stratelor; β -unghiul de vergenţă($90^o - \alpha$)

c)<u>După unghiul cutei</u> ele se clasifică în: cute largi, cu unghi mai mare de 90^o, cute strînse cu un unghi sub 90^o şi cute cufăr, cu şarniere plate şi flancuri puternic înclinate(fig.98).

d)<u>După raportul de grosime dintre stratele care intră în componenţa cutei</u>, acestea se împart în cute paralele(isopaques) şi similare şi neparalele(anisopaques)(fig.99). În primul caz, al cute-

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

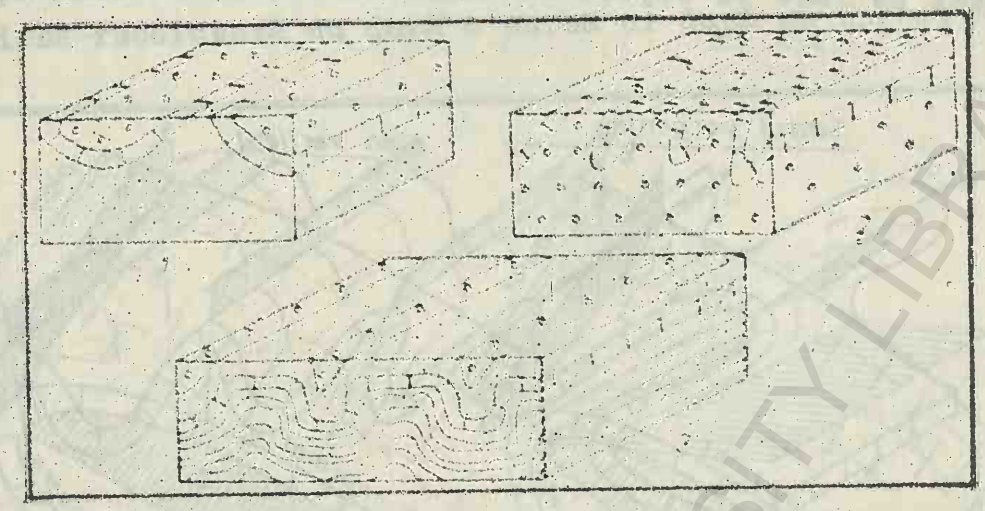


Fig.98-Tipuri de cute după unghiul lor: 1.Cute largi; 2.Cute strînse;3.Cute cufăr

Fig.99-Categorii de cute după raportul de grosime a stratelor componente:1.Cute paralele;2. Cute similare;3.Cute neparalelă;4.Cută diapiră

lor paralele,numite şi cute concentrice,stratele componente păstrează aceeaşi grosime,atît în zona şarnierelor cît şi în flancuri.Cutele similare prezintă o subţiere a stratelor pe flancuri şi o îngroşare în şarniere.

Cutele neparalele se realizează în cazul unei heterogenităţi litologice,a unei alternanţe de strate competente cu strate plastice,ultimele fiind cutate mai strîns în contrast cu primele. Stratele cu plasticitate ridicată se detaşează,în sensul că,suferă o cutare independentă.Ele sînt în esenţă cute dizarmonice(Lugeon,1900).Un caz particular al acestui tip de cute îl reprezin-

tă cutele diapire, în care stratele mai vechi şi mai plastice din nucleul anticlinalului se ridică şi străpung stratele acoperitoare.

In scoarţă există aceste categorii de cute atât în formă pură cât şi treceri continui. Pentru a putea decela şi caracteriza riguros modificările ce pot interveni de la o categorie de cute la alta, s-au imaginat aşa-zisele izogone, adică curbe care unesc punctele cu aceeaşi valoare a căderii stratelor. Fiecare fel de cute se caracterizează printr-o alură specifică a izogonelor. Din acest punct de vedere, se deosebesc izogone paralele, specifice cutelor paralele, izogone cu tendinţă de convergenţă în sus la sinclinale şi divergenţă la anticlinale, care caracterizează cutele paralele şi cele neparalele (fig.1oo).

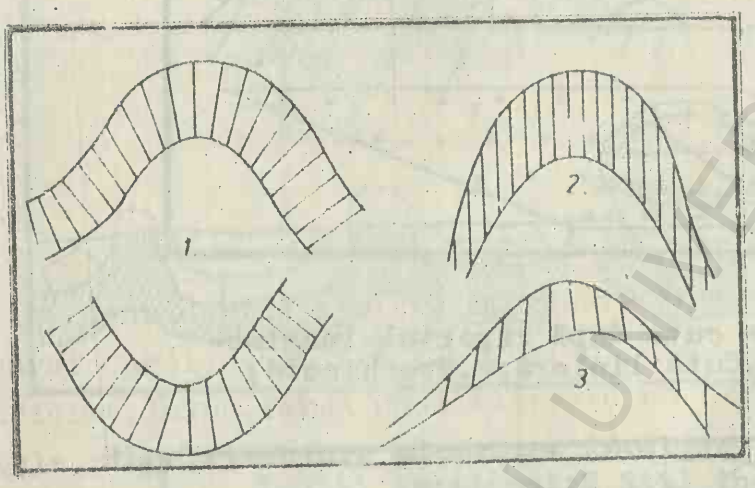


Fig.1oo-Alura izogonelor la trei tipuri de cute: 1. Cute paralele; 2. Cută similară; 3. Cută neparalelă

e) Geometric, cutele mai pot fi clasificate după raportul dintre lungimile şi lăţimea lor, măsurate în plan orizontal (cartografic). După acest criteriu se deosebesc: cute lungi, cute scurte sau brachicute, domuri şi cuvete.

Cutele lungi sau liniare au un raport între lungime şi lăţime mai mare ca 5. Cutele scurte sau brachicutele pot fi, brachianticlinale şi brachisinclinale. La brachicute, raportul lungime-lăţime- este cuprins între 2-5. La cutele liniare partea centrală a anticlinalelor care aduce la zi depozitele cele mai vechi, poartă numele de sîmbure sau nucleu; în cazul brachicutelor, depozitele care afloreză la zi în partea axială, poartă numele de butonieră (fig. 1o1, 1o2).

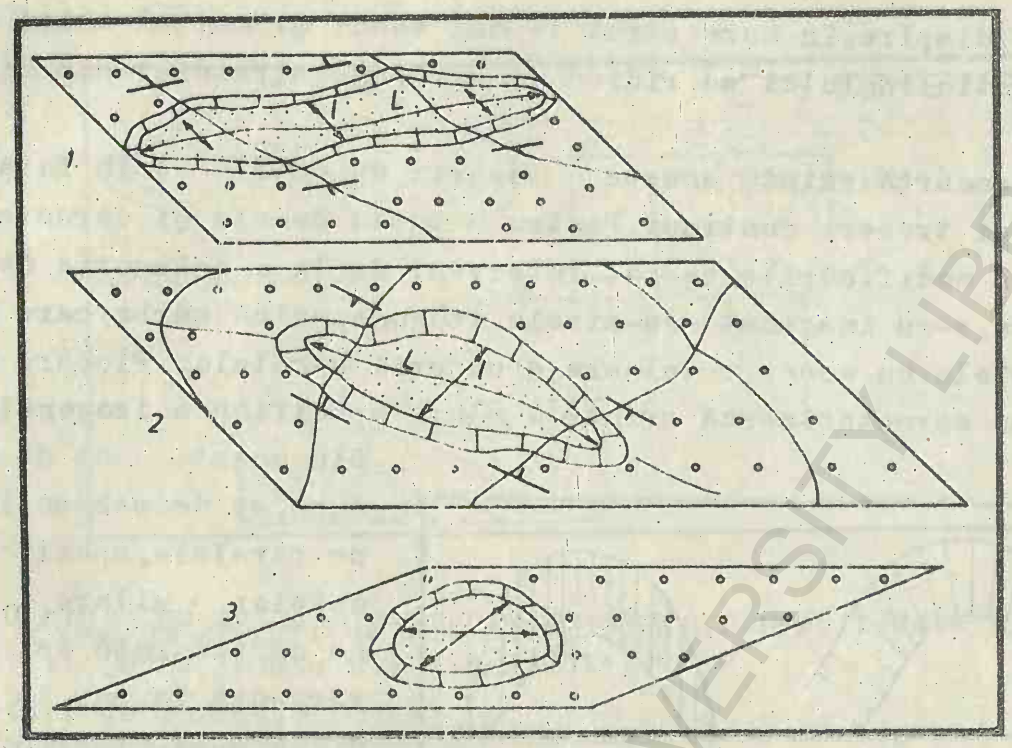


Fig.1o1-Tipuri de cute după raportul lungime-lăţime:1.Cută liniară;2.Brachicută; 3.Dom

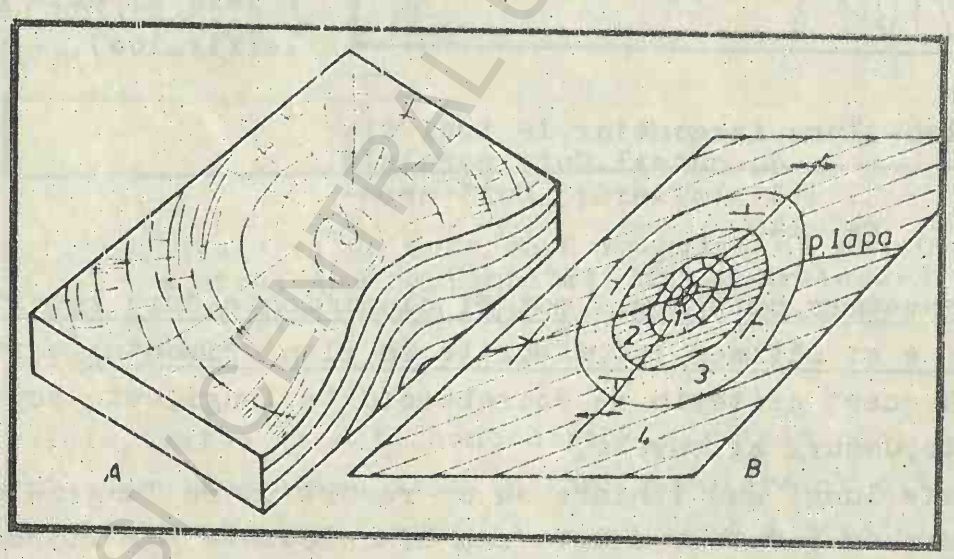


Fig.1o2-Vedere în spaţiu a unui dom şi aspectul în plan a unei butoniere brachianticlinale: A.Dom;B.Butonieră în brachianticlinalul Pleşa din flişul unităţii Vrancea;1. Marne brune;2.Disodile inferioare;3.Gresia de Kliwa;4.Disodile superioare

BCU MS CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Domurile şi cuvetele au raportul amintit egal cu 1.Ele se caracterizează prin lipsa suprafeţei axiale.

f)După modul de grupare.In scoarţă,cutele nu apar izolat ci sînt grupate.Din acest motiv există şi o clasificare a cutelor după forma pe care o prezintă aceste asociaţii în plan(cartografic) sau în secţiune.

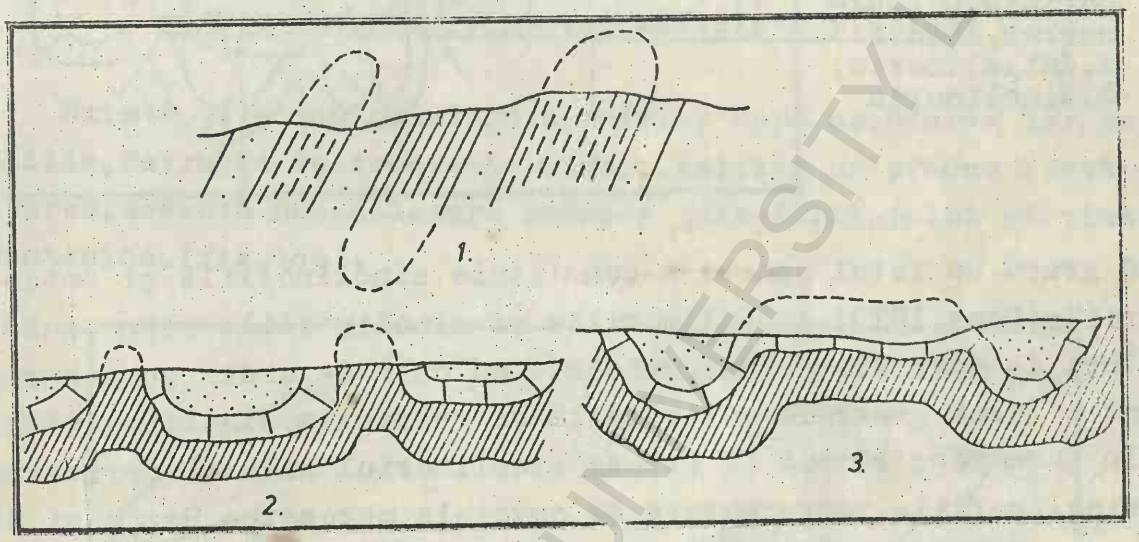


Fig.1o3-Stilul de cutare izoclinal şi incongruent:
1.Stil izoclinal;2.Stil incongruent ejectiv;
3.Stil incongruent dejectiv(din Aubouin,Brousse,Lehman,1975)

După gruparea lor în secţiune se deosebesc mai multe stiluri de cutare şi anume:stilul jurasian sau congruent,stilul incongruent şi stilul izoclinal.In cadrul stilului congruent,cutele sinclinale şi anticlinale sînt egal dezvoltate,cum este cazul M.Jura,Apalaşi sau regiunea Reşiţa-Moldova Nouă.

Cînd cutarea este incongruentă se poate detaşa un stil ejectiv cu anticlinale strînse şi sinclinale largi şi unul dejectiv, cu anticlinale largi şi sinclinale strînse(Stille,1917).Stilul ejectiv este specific regiunilor de cute diapire din molasa pericarpatică.

Caracterul congruent sau incongruent al cutelor,în asociere cu accidente rupturale care delimitează structuri de grabene şi horsturi este specific tectonicii casante,cunoscută în literatură sub numele de stil saxon sau germanotip(Stille,1925).

Stilul izoclinal, specific regiunilor de fliş, se caracterizează prin asociaţii de cute cu flancurile paralele, egal dezvoltate şi deversate. (fig. 1o3)

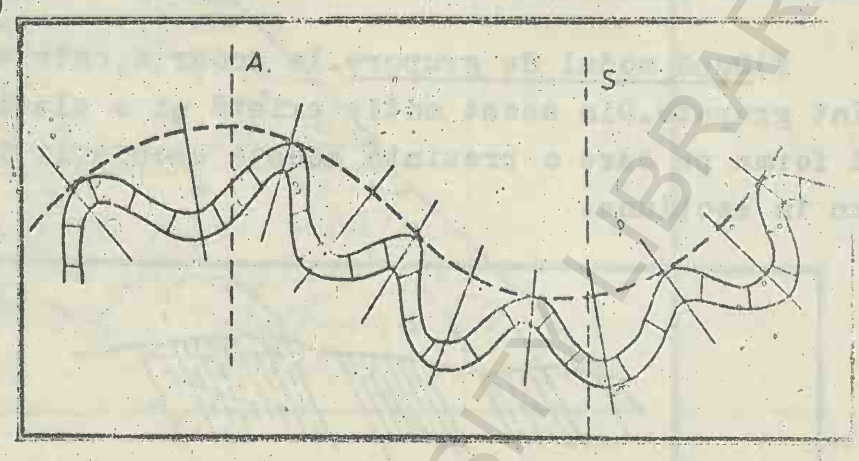


Fig. 1o4-Structură de anticlinoriu şi sinclinoriu (din Fourmarier, 195o): A. Anticlinoriu; S. Sinclinoriu

O grupă cu totul aparte o constituie sinclinoriile şi anticlinoriile (Dana, 1873). Anticlinoriile şi sinclinoriile reprezintă structuri de mari dimensiuni, asociate cu cute de ordin secundar, acuzînd o formă generală anticlinală şi respectiv sinclinală (fig. 1o4). In ţara noastră pot fi citate sinclinoriul molasei pericarpatice, sinclinoriile reprezentate de cuvetele mezozoice Rarău şi Hăghimaş sau anticlinoriul Cîrnu-Straja şi Doamna-Horaiţa din zona flişului (Băncilă, 1958).

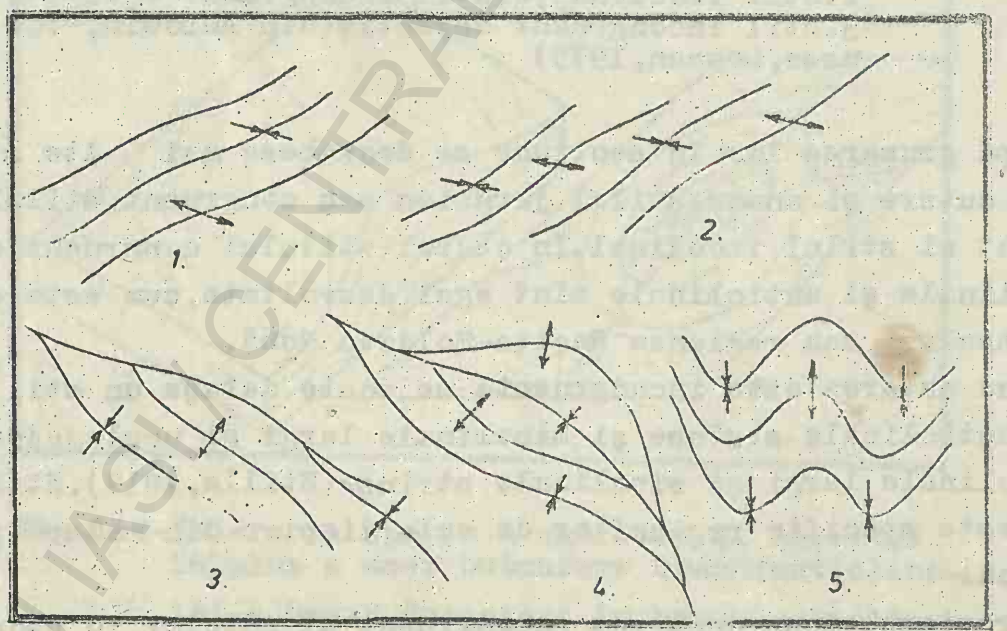


Fig. 1o5-Nomenclatura asociaţiei de cute în plan orizontal (din Buialov, 1953): 1. Cute paralele; 2. Fascicul în releu; 3. Fascicul în virgaţie; 4. Fascicul amigdaloid; 5. Fascicul în ghirlandă

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

In plan(cartografic) se disting cute grupate în serii paralele sau în fascicule.Acestea din urmă pot fi:fascicule în releu, fascicule în virgaţie(Suess,1882),fascicule amigdaloide şi fascicule în ghirlande(fig.1o5).

3.Nomenclatura asociaţiei cute-falii:pînzele de şariaj; elementele unei pînze,clasificarea pînzelor

Există şi o nomenclatură a cutelor după asocierea lor cu faliile,întrucît în frecvente cazuri,faliile se produc odată cu cutarea.Această nomenclatură include cute-falii,solzi şi pînze tectonice.(fig.1o6).

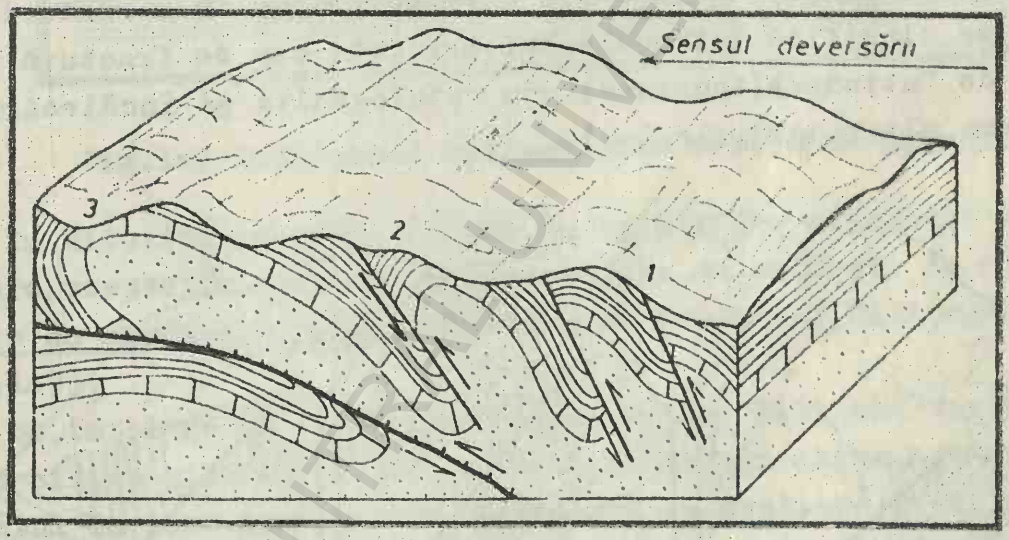


Fig.1o6-Blocdiagram ilustrînd geometria şi nomenclatura asociaţiei cute-falii:1.Solzi;2. cută-falie;3.Pînză de şariaj

Cînd cuta prezintă o falie după care are loc laminarea şi ruperea flancului invers,atunci acest ansamblu poartă numele de cută-falie.Structura în solzi sau imbricată şi pentru care geologii polonezi mai folosesc şi numele de skibe(brazde),constă dintr-o asociaţie de cute izoclinale,deversate,care prin faliere şi-au pierdut flancurile inverse(fig.1o7).

In cazul în care deversarea este puternică,cutele culcate provoacă o încălecare a unei serii mai vechi peste o serie mai

nouă stratigrafic. Se produce deci, o superpoziţie anormală a unor stive de roci pe distanţe apreciabile.

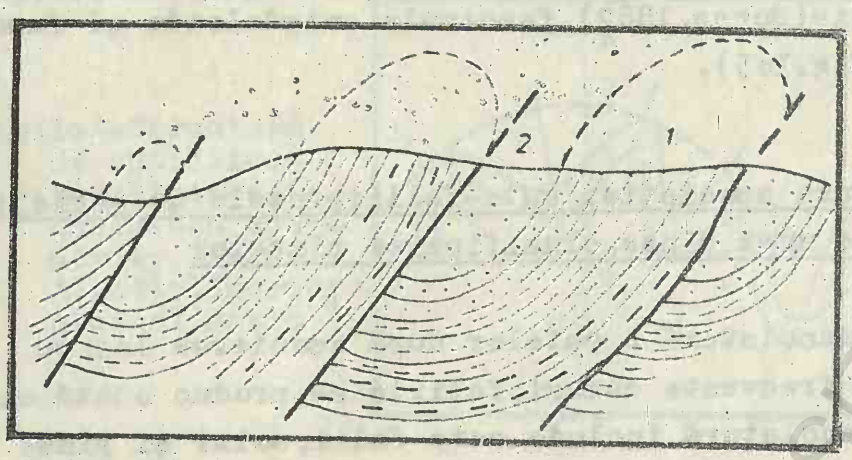


Fig.1o7-Structură imbricată sau în solzi în flişul Carpaţilor Orientali: 1. Formaţiunea de Audia-Cretacic; 2. Gresii-Paleogen

După Billings, încălecările care se produc în structurile cutate se clasifică în: încălecări brizante sau de fractură, încălecări de întindere (tensiune) sau cutele-falii şi încălecări de forfecare ulterioară (fig.1o8).

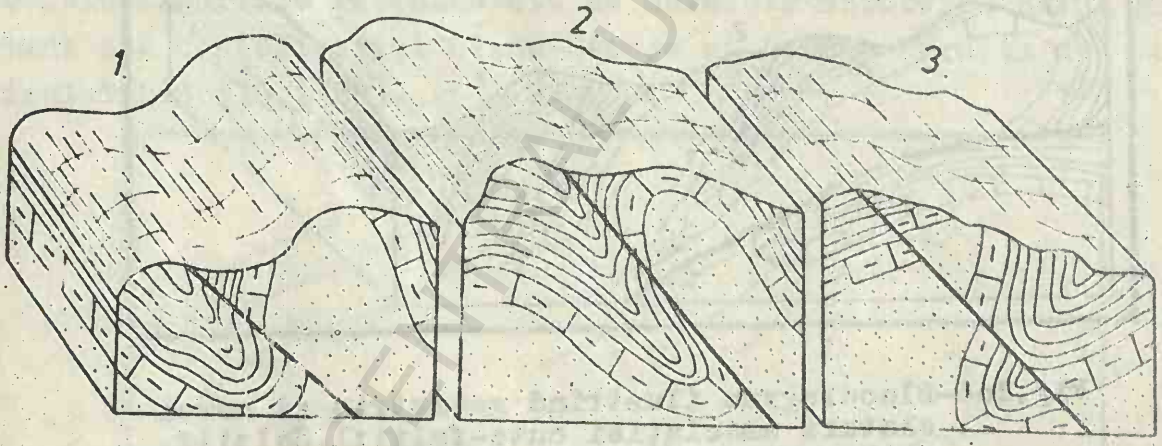


Fig.1o8-Tipuri de încălecări în legătură cu structurile cutate (din Buialov, 1953): 1. Încălecare brizantă; 2. Încălecare de întindere; 3. Încălecare de forfecare ulterioară

Încălecarea brizantă (break-thrust; Willis, 1892) sau de fractură se formează prin deplasarea compartimentelor în lungul unui plan de fractură, perpendicular sau aproape perpendicular pe stratificaţie.

Încălecarea de tensiune (stretch-thrust) sau cuta-falie este

formată prin solicitarea, subţierea(laminarea) şi ruperea flancului invers al unei cute deversate sau culcate.In lungul planului de falie stratele se lamineză pînă devin aproape paralele cu acesta.

In cazul încălecării de forfecare ulterioară, planul de falie afectează deja structuri anticlinale sau sinclinale definitivate;în această situaţie fractura s-a produs ulterior cutării.

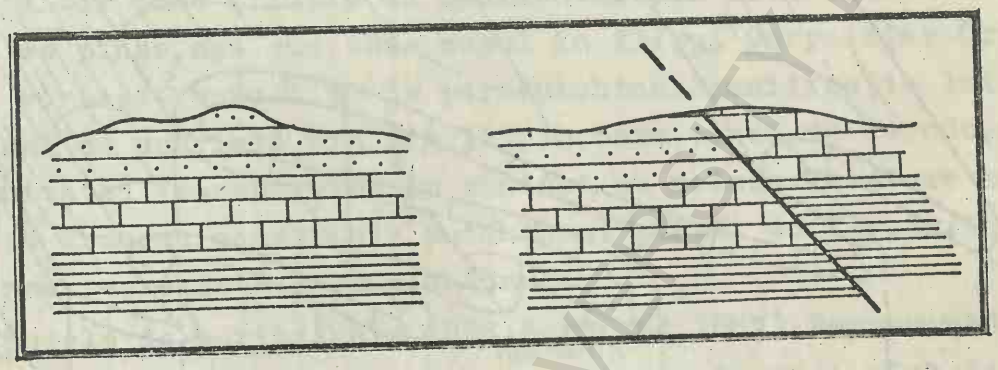


Fig.1o9-Incălecare produsă prin forfecare primară

In situaţia în care ruptura cu încălecare afectează strate primare, respectiv orizontale, nederanjate, se vorbeşte de o încălecare cu forfecare primară(initial shear-thrust, Billings, 1933) (fig.1o9).

Se înţelege că încălecările pot avea o amploare variabilă, de la cîţiva kilometri pînă la zeci de km sau chiar mai mult.In momentul în care încălecarea depăşeşte ca amploare 5 km, se consideră, în general, că avem de a face cu pînze tectonice.

Pînzele tectonice.Sînt mase mari de roci care au fost deplasate sub acţiunea tensiunilor tectonice pe distanţe de ordinul a zeci sau chiar sute de kilometri.După geneză ele pot fi:pînze de acoperire şi pînze de şariaj.

Pînzele de acoperire.Se formează prin dezvoltarea de amploare a unei cute culcate la care se conservă ambele flancuri(fig. 11o).In acest caz, elementele unei pînze de acoperire sînt: flancul normal(superior), flancul invers(inferior), zona de rădăcină, şarniera radicală, şarniera frontală, lăţimea de acoperire, înălţimea sau grosimea pînzei şi autchtonul.

Flancul normal şi invers reprezintă elementele obişnuite ale

unei cute deversate sau culcate.

Zona de rădăcină este zona în care cuta inițial verticală pivotat în sensul deversării.

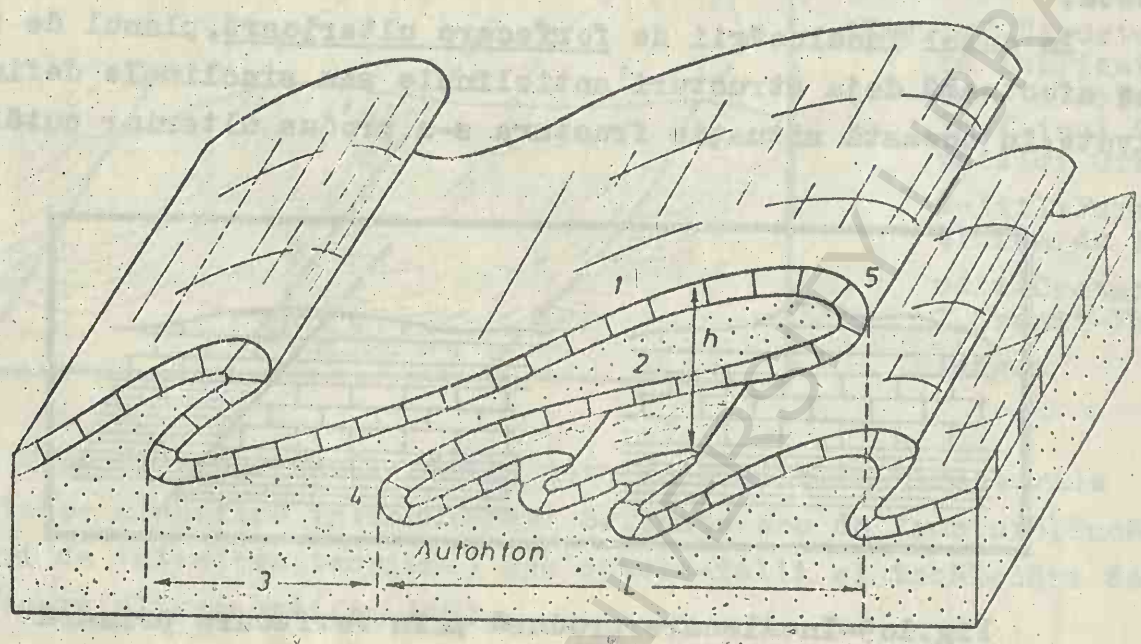


Fig.11o-Elementele unei pînze de acoperire(din Termier, 1956):1.Flancul normal;2.Flancul invers;3.Zona de rădăcină;4.Sarniera radicală;5.Sarniera frontală;L-lățimea acoperirii;h-înălțimea sau grosimea pînzei

Sarniera radicală.Reprezintă zona în care flancul invers se racordează cu autohtonul.

Sarniera frontală este porțiunea în care flancul normal al pînzei se racordează cu flancul invers.

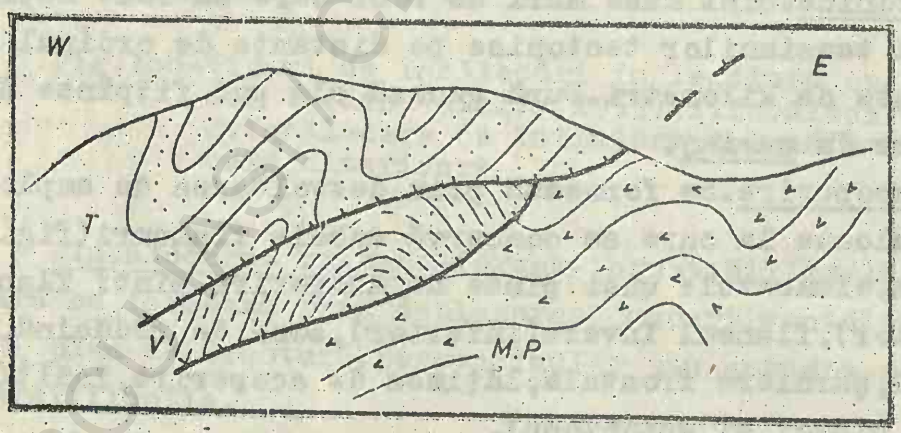


Fig.111-Poziția de autohton a unității Vrancea și de paraautohton a molasei pericarpatice în raport de pînza de Tarcău (Carpații Orientali)

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Lăţimea acoperirii este distanţa pe orizontală ce separă şarniera radicală de şarniera frontală şi pe care se realizează superpoziţia anormală a succesiunilor stratigrafice.

Inălţimea pînzei reprezintă distanţa pe verticală de la partea superioară a pînzei şi pînă la autohton.

Autohtonul este masa de roci peste care a fost împinsă stiva de roci, stratigrafic mai veche sau de aceeaşi vîrstă, dar aparţinînd altor zone primare de sedimentare. In situaţia unei îngrămădiri de pînze, aşa cum este cazul în flişul Carpaţilor Orientali, se mai vorbeşte uneori şi de paraautohton. Semnificaţia lui poate fi dedusă cu uşurinţă din fig.111, în care pînza de Tarcău, depăşind unitatea Vrancea, vine în contact cu molasa. In atare situaţie unitatea Vrancea constituie autohtonul pînzei de Tarcău, în timp ce, molasa reprezintă paraautohtonul.

Pînzele de şariaj (Heim, 1878; Bertrand, 1887). Reprezintă suprapîncălecări datorită cărora mase importante de roci sînt deplasate pe distanţe mari de-a lungul unei suprafeţe de ruptură care lipseşte la pînzele de acoperire. Suprafaţa de ruptură în lungul căreia a avut loc alunecarea corpului pînzei peste autohton, poartă numele de suprafaţă de şariaj.

Spre deosebire de pînzele de acoperire, la pînzele de şariaj lipseşte flancul invers, el fiind înlocuit de suprafaţa de şariaj. In legătură cu pînzele de şariaj s-a creat o terminologie care cuprinde: fereastra tectonică, semifereastra tectonică, peticul de acoperire (Klippă), peticul de împingere, lamă de rabotaj, capul tectonic, lăţimea şariajului sau lăţimea minimă a şariajului (fig.112-116).

Aceşti termeni rezidă atît din complicaţiile tectonice care se produc pe suprafaţa de şariaj în timpul deplasării corpului pînzei, cît şi din intervenţia eroziunii asupra masei de roci după punerea în loc a pînzei. De notat că, parte din aceşti termeni pot fi sugeraţi optim în secţiuni transversale sau blocdiagrame, în timp ce o alta, numai din conturul cartografic.

Fereastra tectonică este o deschidere făcută în corpul pînzei şi care permite apariţia autohtonului la zi.

Semifereastra tectonică. Dacă la fereastra tectonică autohtonul este înconjurat de corpul pînzei, de jur împrejur, în situaţia

în care autohtonul prezintă o formă semiînchisă, asemănător u golf, atunci el conturează o semifereastră tectonică. In timp ce fereastra tectonică po te fi figurată atît cartografic cît şi în secţiune, semifereastra nu poate fi sugerată decî cartografic.

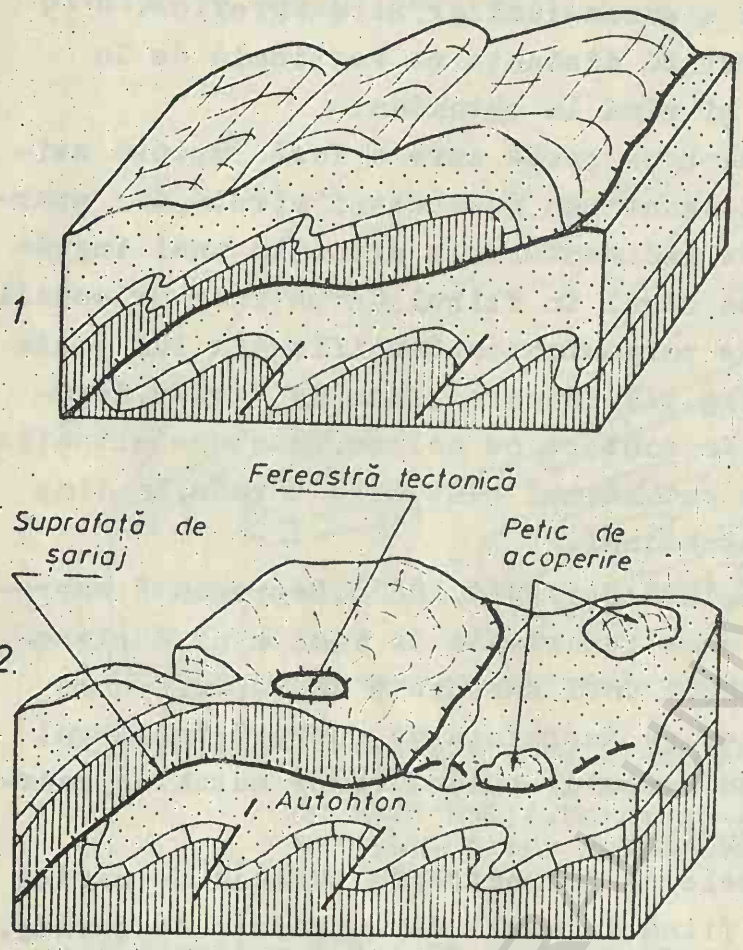


Fig.112-Blocdiagrame reprezentînd o pînză de şariaj: 1.Stadiu primar (după punerea în loc a pînzei); 2.Situaţie după intervenţia eroziunii

Peticul de acoperire sa klippa reprezintă o parte din pînză izolată complet de aceasta prin procesul de eroziune; el este înconjurat de jur împrejur de autohton. In general, termenul de klippă se aplică unor petice de dimensiuni reduse.

Lamboul de împingere este un pachet de strate antrenat de-a lungul suprafeţei de şariaj. El este cuprins între o falie satelit şi planul de şariaj; falia respectivă se închide pe planul de şariaj. Pachetul de strate respectiv poate fi "smuls" din autohton şi în acest caz se va afla spre fruntea pînzei, sau din pînză, cînd rămîne mult în urmă.

Cînd pachetul de depozite antrenat pe planul de şariaj este de dimensiuni reduse, poartă numele de lamă de şariaj.

Capul tectonic. Reprezintă o porţiune din fruntea pînzei, de formă peninsulară, care tinde să evolueze spre un petic de acoperire.

Lăţimea minimă de şariaj. Reprezintă distanţa măsurată pe hartă, între partea cea mai avansată a pînzei, dintr-un petic de

şi cea mai retrasă dintr-o fereastră. acoperire sau fruntea pînzei/Lăţimea reală a şariajului nu poate fi estimată decît dacă se cunoaşte zona de rădăcină.

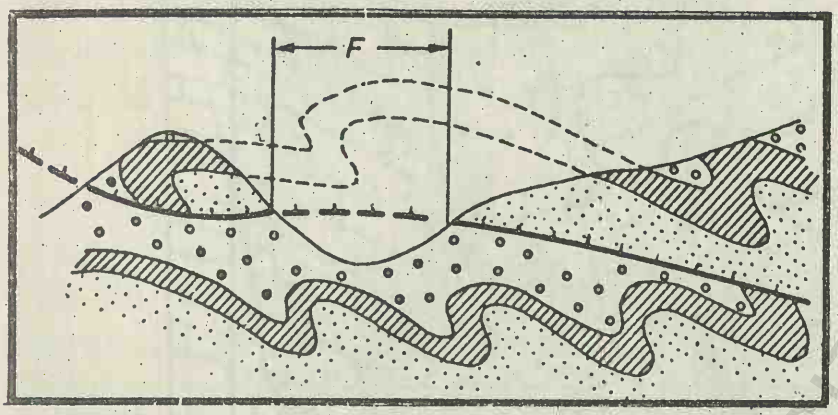


Fig.113-Fereastră tectonică văzută în secţiune transversală(din Fourmarier, 195o)

Complexitatea fenomenelor legată de exagerarea faliilor inverse şi realizarea şariajelor,duce,uneori,la formarea unor plane de încălecare secundare.In acest caz se realizează digitaţii

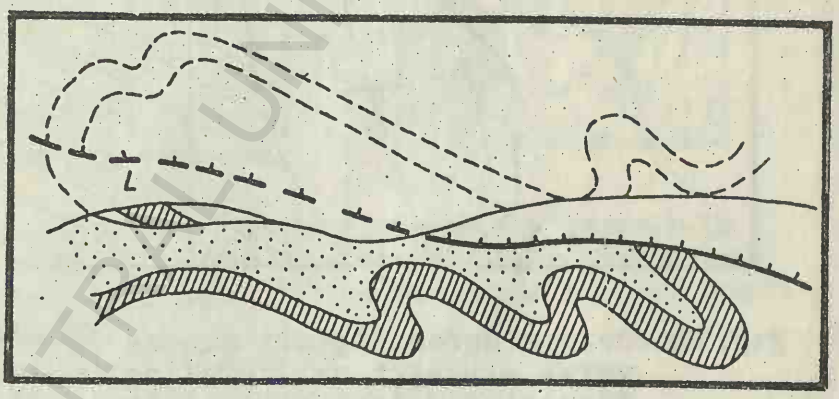


Fig.114-Lambou de împingere,izolat în urma eroziunii(din Fourmarier, 195o)

şi duplicaturi.

Digitaţia este o ramificare frontală a unei pînze de şariaj ,în timp ce duplicatura reprezintă o dedublare a autohtonului(fig. 117).Există uneori tendinţa ca digitaţiile să fie ridicate la rangul de pînze.Lucrul nu este normal,întrucît,această dedublare rămîne pe fondul aceluiaşi autohton.

Clasificarea pînzelor de şariaj.Acestea se împart în pînze de supracutare sau de gradul I şi pînze de forfecare sau de gradul II.

Pînzele de supracutare(Termier,19o6)reprezintă încălecări născute în conexiune cu fenomenul de cutare prin creşterea tensiunilor tectonice peste rezistenţa maximă a rocilor,ceea ce duce

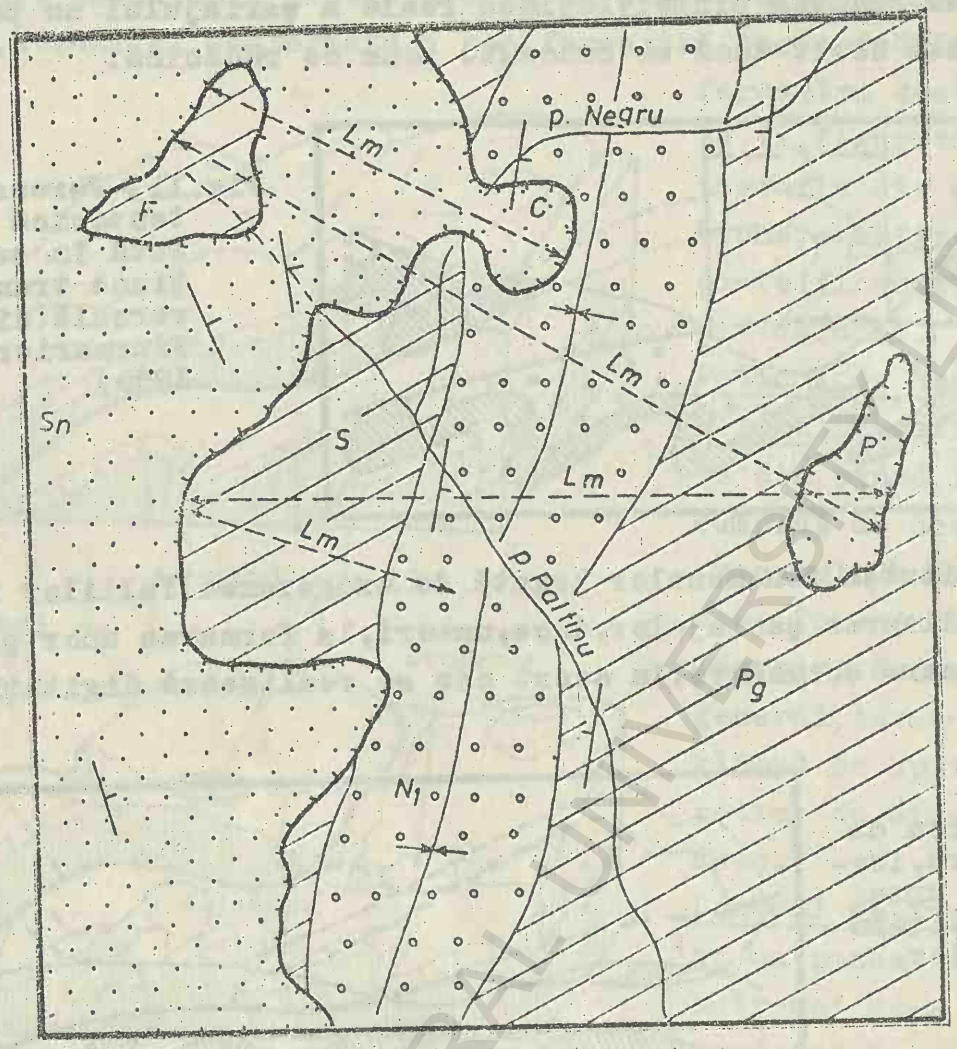


Fig.115-Determinarea lăţimii minime de şariaj în diverse situaţii cartografice:Lm-lăţimea minimă de şariaj;F-fereastră tectonică;S-semifereastră tectonică;P-petic de acoperire;C-cap tectonic;Sn-Senonian;Pg-Paleogen;N_1-Miocen

treptat de la cute deversate la cute-falii şi pînă la adevărate şariaje(fig.118).Consecinţa este că pe planul de ruptură ajung să se dispună stive de roci mai vechi peste roci mai noi.

Pînzele de forfecare sau de gradul II(Termier,1906;Fourmarier,1933)nu rezultă din laminarea şi subţierea flancului invers al cutelor deversate sau culcate ca la pînzele de supracutare,fiind independente de fenomenul de cutare.Ele provin din exagerarea unor falii profunde din scoarţă,în general cu înclinări mici,de-a lungul cărora are loc deplasarea stivelor de roci mai vechi peste

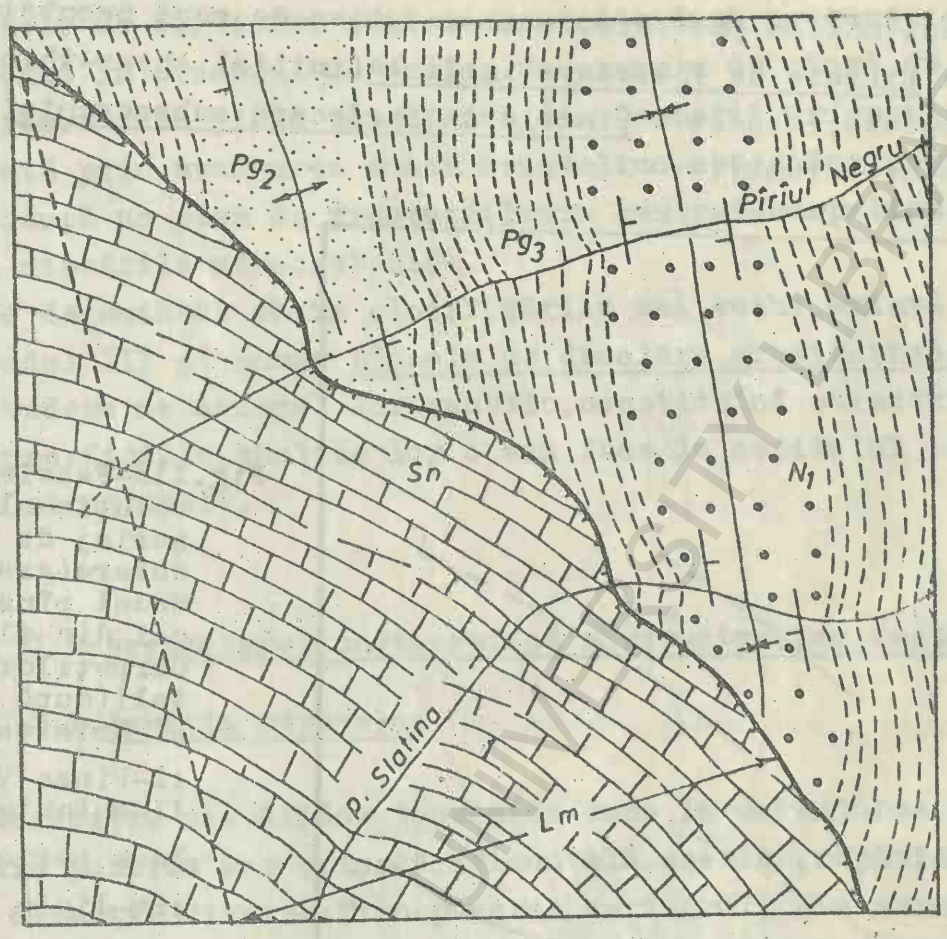


Fig.116-Determinarea lăţimii minime de şariaj în condiţiile în care fruntea unei pînze reteză structurile din autohton sub un unghi ascuţit

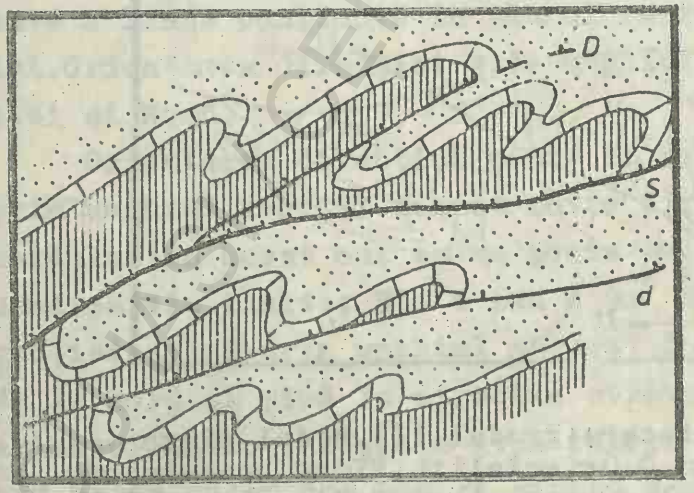


Fig.117-Digitaţie şi duplicatură în cadrul unei pînze de şariaj:D-digitaţie;d-duplicatură

altele mai noi.Se pot forma atît în stive de roci necutate,constituind pînzele de forfecare inițială(initial shear-thrust), cît și cutate,respectiv pînzele de forfecare subsecvente(subsequent shear-thrust).

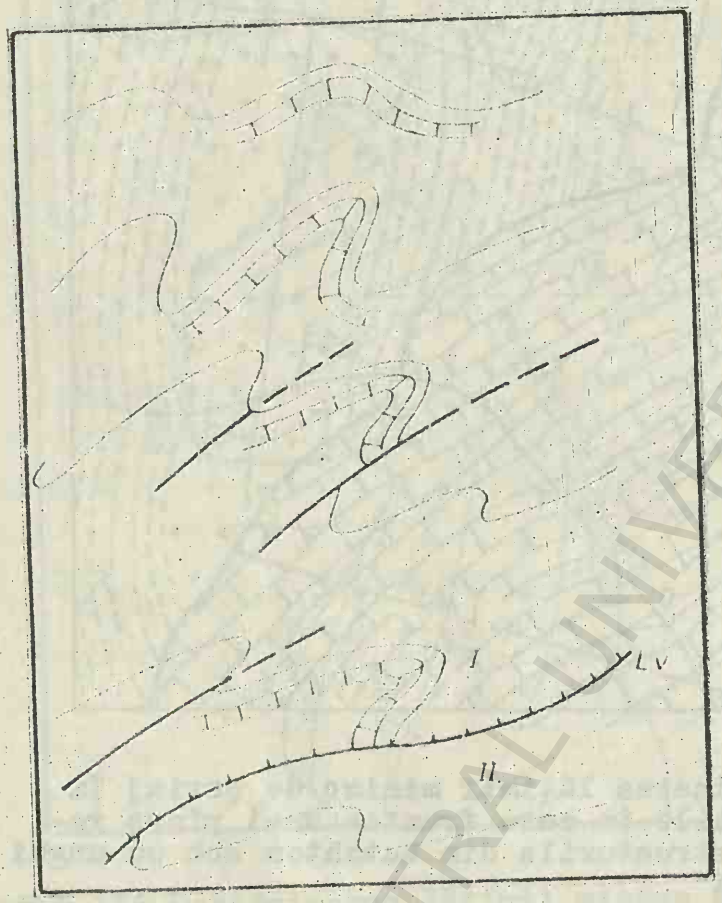


Fig.118-Fazele de evoluție ale unui șariaj de supracutare(gradul I). Model pînza Vrancei din flișul Carpaților Orientali(după Băncilă și Hristescu,1963) :I-Pînza Vrancei; II-Autohtonul(Molasa pericarpatică) ;Lv-linia Vrancei

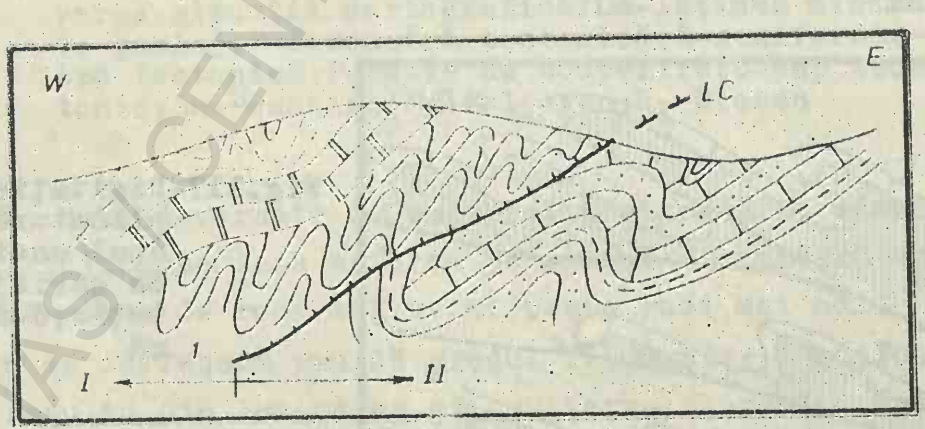


Fig.119-Șariaj de forfecare(gradul II).Model pînza bucovinică din C.Orientali:I.Pînza bucovinică; 1.Soclu cristalin prealpin;2.Sedimentar mezozoic;II-Autohton(Flișul unității de Ceahlău); 3.Formațiunea de Sinaia(neocomian);Lc-linia central-carpatică

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Pînzele de forfecare sînt recunoscute după prezenţa soclului antrenat în procesul de şariaj.Un exemplu de pînză de forfecare îl reprezintă pînza bucovinică din Carpaţii Orientali,materializată prin avansarea zonei cristalino-mezozoice peste zona flişului,după un plan de fractură(linia central-carpatică) realizat în mişcările mezocretacice.

Este de amintit că,în clasificările mai vechi,există şi pînze de gradul III şi anume pînzele de decolare gravitaţională.Avînd în vedere mecanismul lor genetic,constituind structuri tectonice superficiale,analiza lor o vom face la capitolul privind nivelele structurale.

C.Reprezentarea cartografică a structurilor tectonice

1.Poziţia stratelor

Intervenţia mişcărilor tectonice duce la deranjarea formaţiunilor din poziţia lor primară,orizontală,acestea,căpătînd înclinări şi direcţii diverse.Transpunerea cartografică a structurilor tectonice,presupune mai întîi,determinarea poziţiei formaţiunilor în spaţiu.Poziţia în spaţiu a stratelor este definită prin direcţie şi înclinare.

Direcţia stratului este linia rezultată din intersecţia suprafeţei stratului respectiv,cu un plan orizontal;în consecinţă, este o linie conţinută în planul reprezentat de suprafaţa stratului.Orientarea direcţiei este unghiul(α) format între linia direcţiei şi Nord.

Orientarea direcţiei poate fi exprimată în două moduri:a) prin unghiul ascuţit format între direcţia stratului şi linia nordului;în acest caz ea nu poate avea decît valori înscrise în următoarele limite: N90°W sau N 90° E(fig.121);b)prin azimutul direcţiei,adică prin unghiul măsurat în sensul acelor de ceasornic, de la nord şi pînă la direcţia stratului respectiv;în acest caz, azimutul direcţiei poate avea valori de la 0-360°(400°).De reţinut că în acest caz pot fi citite două azimuturi,care diferă între ele cu 180°(fig.122).

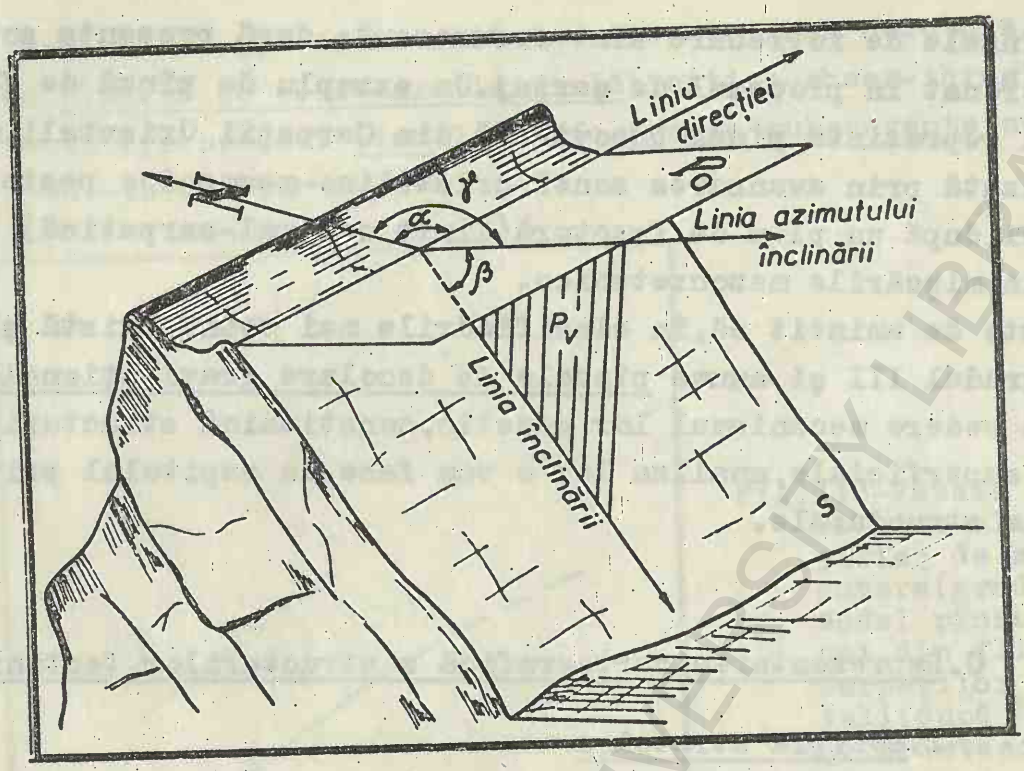


Fig.12o-Elementele geometrice care definesc poziţia în spaţiu a stratului: α-direcţia stratului; γ -azimutul înclinării stratului; β -înclinarea(căderea) stratului; S-suprafaţa de stratificaţie; O-plan orizontal; Pv-plan vertical

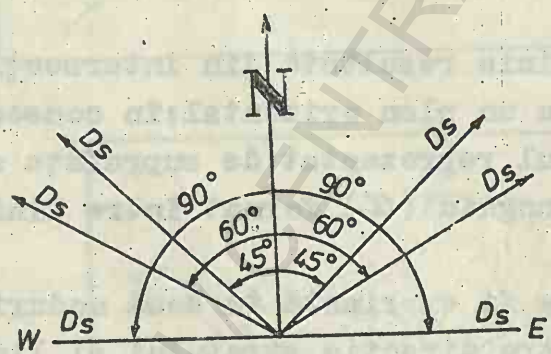


Fig.12l-Exprimarea orientării direcţiei stratelor prin unghiuri ascuţite, formate între direcţia dată şi linia nordului; DS-direcţia stratelor

Inclinarea sau căderea stratului(β) este unghiul format între linia de cea mai mare pantă(linia de înclinare) conţinută în planul de stratificaţie şi proiecţia acesteia pe un plan orizontal(fig.12o). Ea mai poate fi definită ca un unghi diedru format între planul suprafeţei de strat şi planul orizontal al locului.

Inclinarea prezintă şi un sens, care poate fi exprimat fie

prin punctele cardinale spre care înclină suprafaţa de strat (NE;SW;SSE;WSW,etc.),fie prin unghiul azimutal măsurat între direcţia nord şi proiecţia în planul orizontal a liniei de cea mai mare pantă(∛ fig.12o).

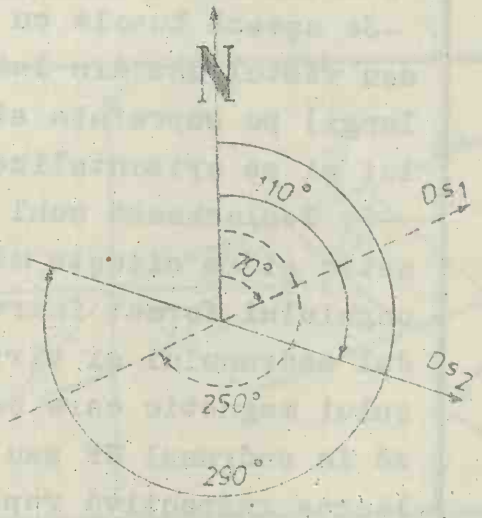


Fig.122-Exprimarea direcţiei stratelor cu ajutorul unghiurilor azimutale;în cazul în speţă,azimutele a două direcţii(Ds_1;Ds_2)

2.Metodele de determinare a poziţiei stratelor

Direcţia şi înclinarea stratelor se determină cu ajutorul busolei geologice.Nu vom mai face o descriere detaliată a busolei geologice,ci vom aminti numai că,ea este prevăzută cu un ac magnetic,un clinometru şi nivele cu bulă de aer pentru orizontalizare şi verticalizare.Cadranul este divizat în 360^o(sexazecimal) sau 400^o(centezimal).

O particularitate a busolei geologice este apoi inversarea vestului cu estul(fig.123).Inversarea a fost necesară,întrucît, prin rotirea busolei de la stînga spre dreapta,acul magnetic,rămînînd în aceeaşi poziţie,adică pe nord,se deplasează în faţa cadranului în sens invers,adică de la dreapta la stînga;în acest fel a fost necesar să se facă inversarea vestului cu estul şi numerotarea gradelor în acelaşi sens.

Determinarea direcţiei şi înclinării stratelor cu ajutorul busolei geologice se execută prin:metoda clasică,metoda azimutului înclinării şi metoda azimutului direcţiei.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Metoda clasică. Are drept suport principiul măsurării direcţiei prin unghiuri ascuţite formate între aceasta şi direcţia nordului.

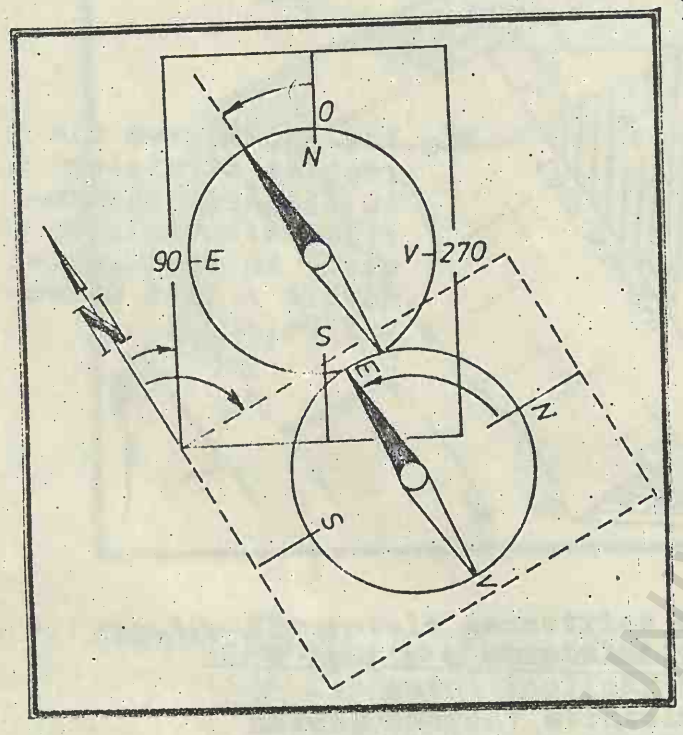


Fig.123-Deplasarea acului magnetic al busolei spre stînga, în cazul rotirii acesteia spre dreapta, de unde şi necesitatea inversării vestului cu estul şi a numerotării gradelor în acelaşi sens

Metoda comportă următoarele operaţii:

-Se aşează busola cu estul sau vestul (una din laturile lungi) pe suprafaţa stratului şi se orizontalizează;

-Se deblochează acul magnetic şi se citeşte mărimea unghiului format între nordul cadranului şi vîrful acului magnetic care oscilează în cadranul NE sau NW; valoarea respectivă reprezintă orientarea direcţiei şi poate fi: N 90°W sau N 90°E;

-Pentru măsurarea valorii unghiulare a înclinării se aşează busola pe suprafaţa stratului în poziţie verticală, cu latura pe care se găseşte semicadranul clinometrului, citindu-se valoarea indicată de acesta; ea poate avea valori cuprinse între 0-90° (100°);

-Pentru sensul înclinării se aşează busola cu sudul pe strat şi se reţin punctele cardinale între care oscilează vîrful nordic al acului magnetic. In final, exprimarea valorică a poziţiei stratului are forma următoare: N 60°E/40°SE; prima parte a relaţiei exprimă direcţia iar a doua valoarea şi sensul înclinării.

De reţinut că, în cazul metodei clasice nu se utilizează semicadranul sudic al busolei, şi că, în situaţia în care nu s-a reţinut în carnet sensul căderii, măsurătoarea rămîne inutilă, întrucît la aceeaşi direcţie pot exista două sensuri ale căderii (fig. 124).

Metoda azimutului înclinării. Pleacă de la considerentul că, întotdeauna direcţia şi înclinarea (linia de cea mai mare pantă a suprafeţei de stratificaţie) sînt perpendiculare. Din acest motiv, în teren se măsoară azimutul orientării înclinării şi valoarea unghiulară a înclinării. Pe hartă, direcţia stratului se obţine prin trasarea unei perpendiculare pe linia de orientare a înclinării (fig. 125).

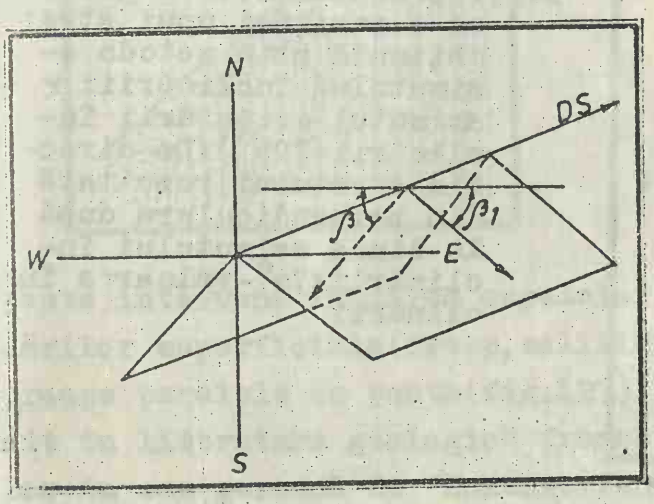


Fig. 124 - Două sensuri posibile ale înclinării unui strat pentru aceeaşi direcţie

Practic, în teren, metoda comportă următoarele operaţii:

- Se aşează busola cu latura sudică pe strat şi se orizontalizează;
- Se deblochează acul magnetic şi se citeşte pe cadranul busolei valoarea unghiului indicat de acul nordic; valoarea reprezintă azimutul orientării înclinării; pentru măsurarea valorii căderii (înclinării) se procedează ca şi la metoda clasică, fără să mai fie nevoie de a se reţine sensul acesteia. In cazul busolelor moderne, prevăzute cu talpă, valoarea căderii se citeşte direct de pe tamburul lateral al busolei.

In final, exprimarea valorică a măsurătorii este de forma; $70^{o}/225^{o}$; prima valoare reprezintă mărimea înclinării iar cea de a doua azimutul orientării acesteia (fig. 125). De observat că, dacă se adaugă la azimutul căderii valoarea de 90^{o} şi se scade din 360^{o} se trece la o valoare corespunzătoare unei măsurători prin metoda clasică (N 45^{o} W/70^{o} SW). In cazul în care azimuturile înclinării au valori de pînă la 180^{o}, se observă că trecerea la rezultatele măsurătorilor prin metoda clasică se face printr-o operaţie de scădere cu valoarea de 90^{o}.

Metoda azimutului direcţiei. Se bazează pe măsurarea de unghiuri azimutale, cu valori între $0 \cdot\cdot 360^{o}$ (400^{o}). Azimutul direcţi-

ei se măsoară aşezînd busola cu latura est pe suprafaţa stratului, citindu-se gradele indicate de capătul nordic al acului magnetic. Înclinarea se măsoară ca şi la metoda clasică. Sensul

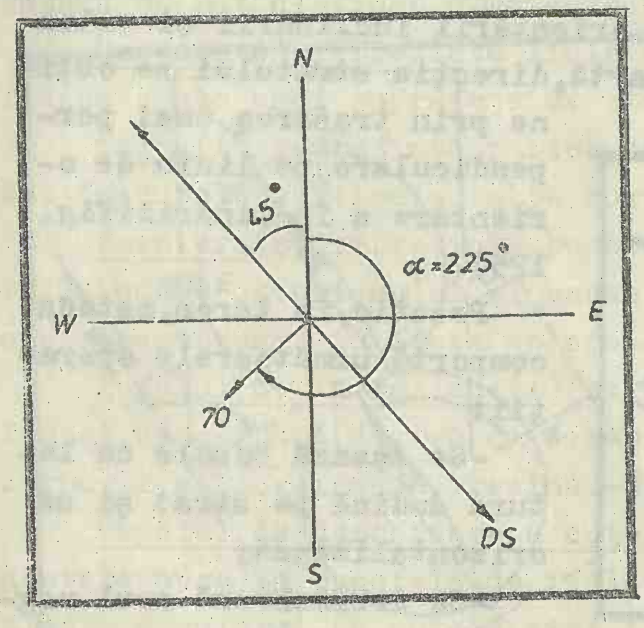


Fig.125-Reprezentarea grafică a poziţiei unui strat obţinută prin metoda azimutului înclinării: α - azimutul orientării înclinării (225^0); Ds-direcţia stratului rezultată din perpendiculara dusă la linia azimutului înclinării; $7o^0$-valoarea înclinării

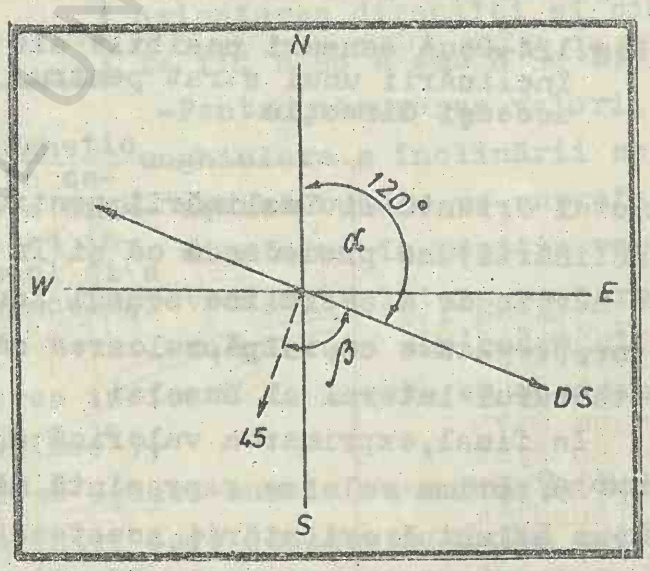


Fig.126-Reprezentarea grafică a poziţiei stratelor, determinată prin metoda azimutului direcţiei; α -azimutul direcţiei ($12o^0$); DS-direcţia stratelor; $9o^0$ (β) adăugate azimutului direcţiei, pentru determinarea sensului înclinării; 45^0-valoarea înclinării

înclinării se obţine adăugînd $9o^0$ la azimutului direcţiei. Expresia valorică a măsurătorii este de forma: $12o^0/45^0$; prima valoare exprimă azimutul direcţiei, cea de a doua, valoarea căderii (fig.126).

In momentul în care se execută măsurători în teren, o atenţie deosebită trebuie acordată poziţiei stratelor, întrucît putem întîlni aflorimente în care aceasta să nu fie reală, ci să avem de a face cu succesiuni deranjate prin mecanisme care nu au ni-

mic comun cu cauzele tectonice.Se pot întîlni pachete de strate alunecate şi prinse în mantaua deluvială sau cel mai adesea

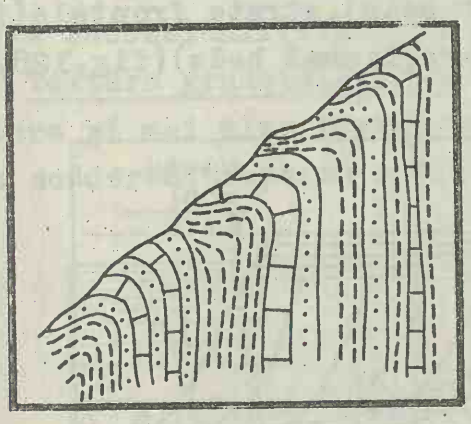


Fig.127-Indoirea capetelor de strat sub influenţa alunecărilor superficiale (după o fotografie din Holmes,1965)

poate interveni îndoirea capetelor de strat sub influenţa alunecărilor superficiale(creep,solifluxiuni),încît acestea devin aproape paralele cu panta(fig.127).Fenomenul din urmă este întîlnit în literatura geologică franceză sub numele de "fauchage" iar în cea germană de "Hakenwerfen".

3.Texturile rocilor sedimentare.Implicaţiile lor în descifrarea poziţiei normale sau răsturnate a stratelor

Texturile reprezintă aspectele derivate din aranjamentul şi poziţia componenţilor din masa rocilor.Studiul lor face obiectul petrologiei sedimentare şi sedimentologiei,şi,după cum se ştie,ele se clasifică după criterii genetice în texturi mecanice,chimice şi biogene.

Vom analiza,în cele ce urmează, numai texturile care pot constitui indici de descifrare structurală,contribuind la determinarea poziţiei normale sau răsturnate a stratelor.Se înţelege că,din acest punct de vedere,vor interesa numai texturile mecanice,care prezintă o anume polaritate.Este vorba de texturile oblice şi gradate,din categoria texturile mecanice primare,considerate drept interne şi texturile suprafeţelor de strat,respectiv hieroglifele(texturile superficiale).

Texturile oblice. Sînt specifice depozitelor acumulate p un substrat înclinat, cazul depozitelor deltaice. Ele comportă strate bazale sau de talpă (bottomset beds), strate frontale (for set beds) şi de creştet sau superioare (topset beds) (fig.128).

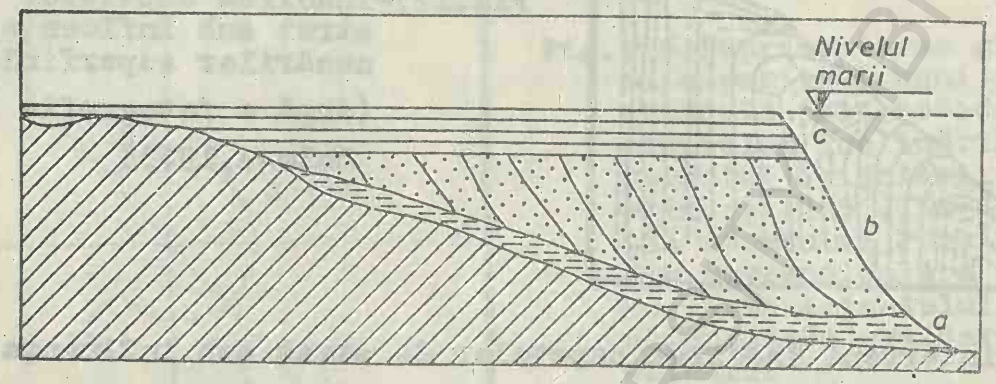


Fig.128-Secţiune schematică printr-un complex deltaic (din Reineck şi Singh, 1975): a. Strate de talpă; b. Strate frontale; c. Strate de creştet

Stratele frontale sînt cele mai groase şi grosiere; ele la partea superioară întîlnesc stratele de creştet după un unghi ma re, în timp ce racordul cu stratele de talpă se face tangent, după o curbă foarte lină, unii autori, considerînd-o chiar asimptotică.

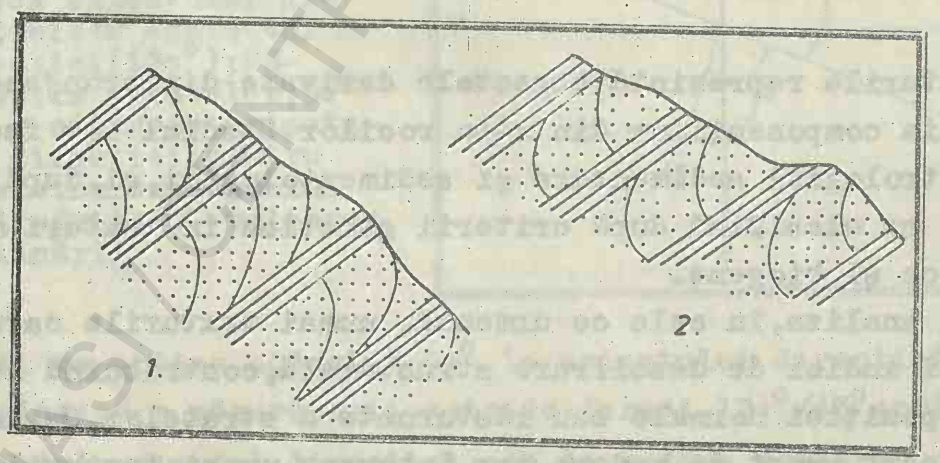


Fig.129-Recunoaşterea poziţiei stratelor după textura oblică: 1. Strate normale; 2. Strate răsturnate

Din punct de vedere al utilităţii în cartare, criteriul respectiv

pleacă de la ideea că, stratele frontale vor fi îndreptate întotdeauna cu convexitatea spre suprafaţa iniţial inferioară (mai veche) a succesiunii (fig.129).

Textura gradată (granoclasarea). Este comună multor roci sedimentare şi mai ales turbiditelor din fliş. Ea se caracterizează prin scăderea treptată a dimensiunilor elementelor componente, de

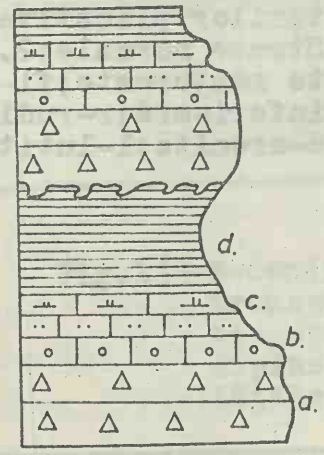


Fig.130-Textură gradată în formaţiunea de Izvor din flişul Carpaţilor Orientali: a. Biosparite cu extraclaste de şisturi verzi, cu aspect microruditic; b. Sparite şi micrite siltitice; c. Marne siltitice; d. Siltite argiloase

la bază spre partea superioară şi repetarea acestei situaţii într-un pachet de strate. Sensul modificărilor granulometrice de la ruditic sau psamitic spre pelitic va fi întotdeauna în cazul granoclasării, de la partea inferioară spre partea superioară a stratului (fig.130). Regula respectivă va permite în acest caz să identificăm nu numai poziţia normală a unei succesiuni de strate, dar chiar şi a celor răsturnate (fig.131).

Trebuie de reţinut că, în condiţiile depozitelor de molasă, sensul modificărilor granulometrice primare este invers, adică de la fin la grosier.

Texturile suprafeţelor de strat (hieroglifele). Sînt neregularităţi ale suprafeţelor de strat, determinate de cauze mecanice, chimice sau biogene, constituind mecanoglifele, chemoglifele şi bioglifele. Dintre acestea doar mecanoglifele prezintă polaritate. Ele se clasifică în mecanoglife de eroziune a curenţilor (turboglife), de transport al obiectelor (xinmoglife) şi de tasare (teggoglife).

Aşa cum se deduce şi din figurile 132, 133, decelarea mecanismului de formare a mecanoglifelor, a dus la concluzia că ele se

situează întotdeauna pe talpa stratelor, la contactul depozitel grosiere cu cele fine, pelitice.

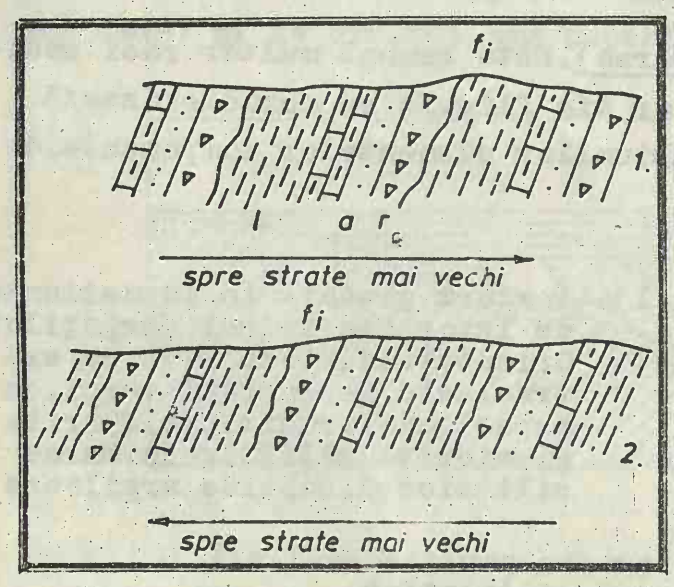


Fig.131-Criteriul granoclasării utilizat în stabilirea poziţiei stratelor şi a structurilor plicative; 1. Strate normale; 2. Strate răsturnate; fi-faţa inferioară; r-rudite; a-arenite; l-lutite

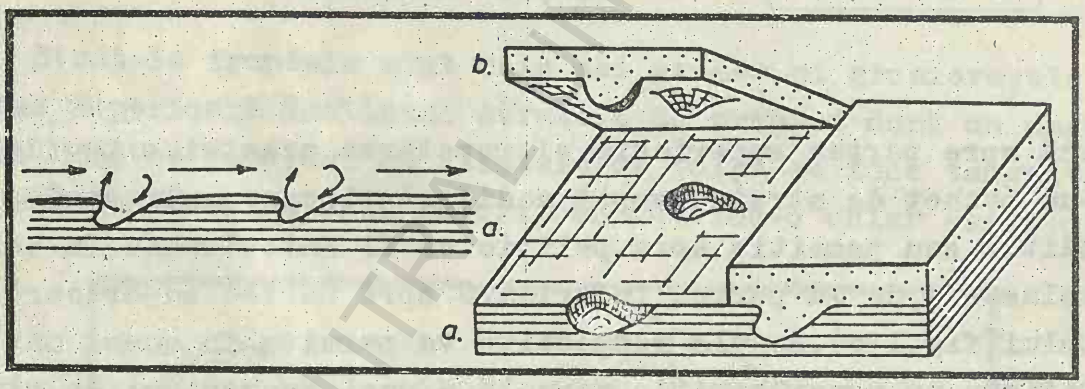


Fig.132-Mecanismul de formare a mecanoglifelor de curent: a. Sediment hidroplastic, uşor deformabil; Sediment psamitic care copiază formele negative, generînd neregularităţile de pe suprafaţa inferioară a stratelor

In acest condiţii, utilizarea lor a devenit indispensabilă în descifrarea structurilor legate de depozitele de fliş, unde criteriul bicstratigrafic de stabilire a superpoziţiei este destul de anevoios. Pe seama hieroglifelor se pot stabili nu numai succesiunile normale sau răsturnate, dar chiar şi elementele plicative în seriile litologic monotone. Cu valoare în descifra-

rea aspectelor structurale se înscriu apoi şi alte tipuri de texturi, cum ar fi ripple marks-urile şi crăpăturile de uscare, acestea însă, întîlnindu-se destul de rar.

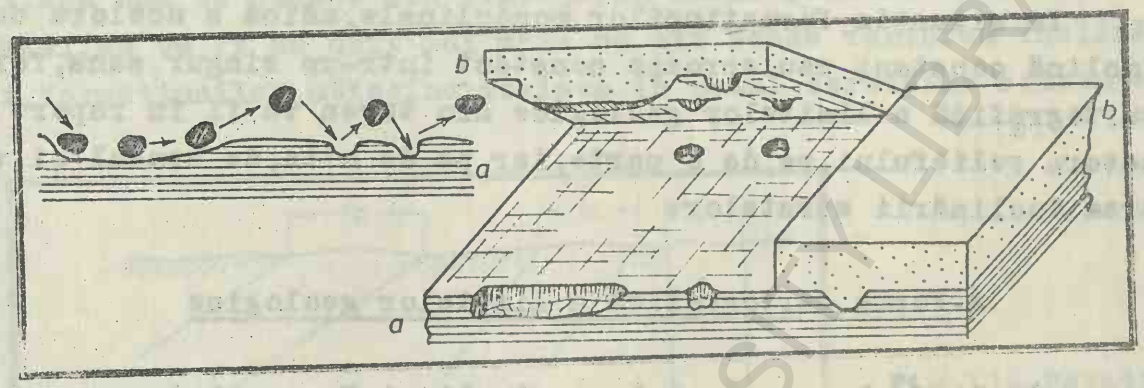


Fig.133-Mecanismul de formare a mecanoglifelor de transport al obiectelor:a.Sediment hidroplastic, uşor deformabil;b.Sediment psamitic care copiază formele negative, generînd neregularităţile de pe suprafaţa inferioară a stratelor

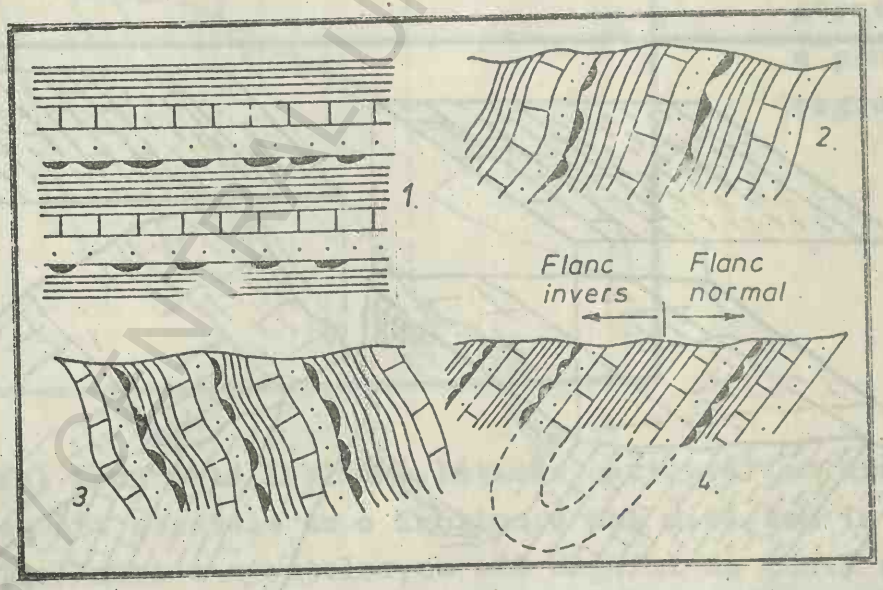


Fig.134-Criteriul hieroglifelor utilizat în determinarea poziţiei stratelor sau a structurilor plicative: 1.Strate orizontale;2.Strate normale;3.Strate răsturnate;4.Structură sinclinală deversată şi poziţia hieroglifelor în flancul normal şi invers al cutei

BCU IAŞI CENTRUL UNIVERSITAR LIBRARY

4.Reprezentarea cartografică a structurilor monoclinale

In situaţia formaţiunilor monoclinale,adică a acelora care înclină constant sau aproape constant într-un singur sens,forma cartografică a limitelor geologice din teren va fi în raport de natura reliefului,pe de o parte,iar pe de alta,de sensul şi valoarea înclinării stratelor.

A.Forma cartografică a limitelor geologice

a)Relief plan,orizontal sau înclinat.In cazul în care reliefuI este plan şi indiferent,orizontal sau înclinat,limitele dintre formaţiuni,pe hartă vor fi reprezentate prin linii drepte şi paralele.Lucrul este normal,întrucît ele rezultă din intersecţia a două plane,planul suprafeţei de stratificaţie(limita geologică, şi planul reliefului(fig.135).

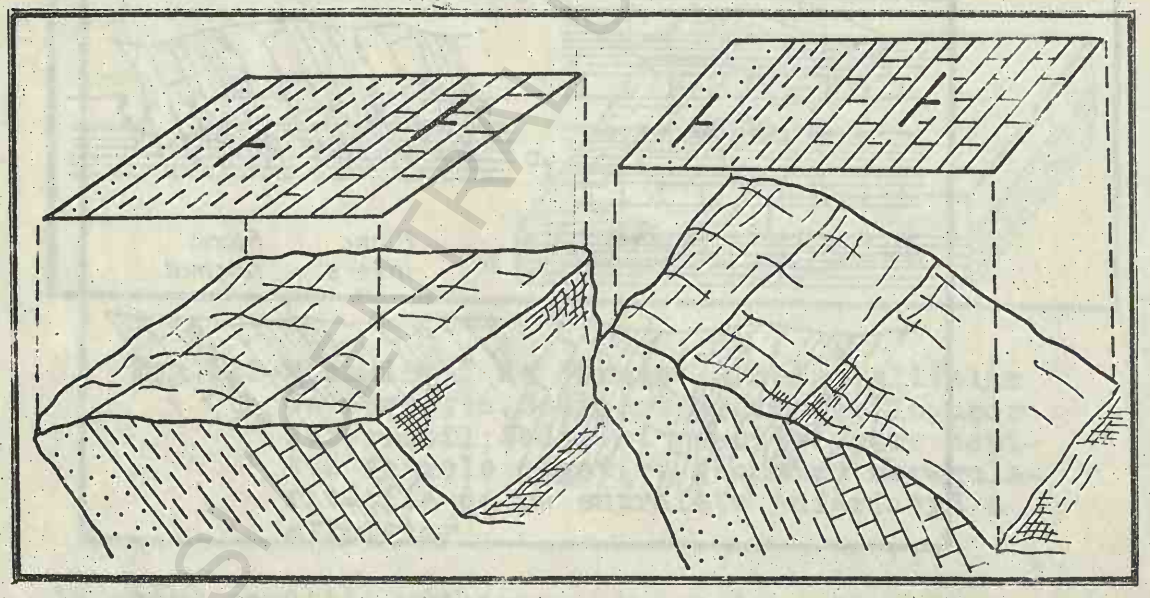


Fig.135-Forma cartografică a limitelor geologice în cazul structurilor monoclinale şi a reliefului plan(orizontal şi înclinat):limitele cartografice sînt linii drepte şi paralele

BCU "MIHAIL EMINESCU" UNIVERSITY LIBRARY

Cît priveşte lăţimea cartografică, ea depinde ca mărime de valoarea înclinării stratelor, dacă planul reliefului este orizontal şi de ambele elemente în cazul reliefului plan dar înclinat. Aşa cum se deduce din fig.136, în cazul reliefului plan, orizontal, ea va fi cu atît mai mare cu cît scade valoarea înclinării formaţiunilor, atingînd maximum în cazul stratelor orizontale.

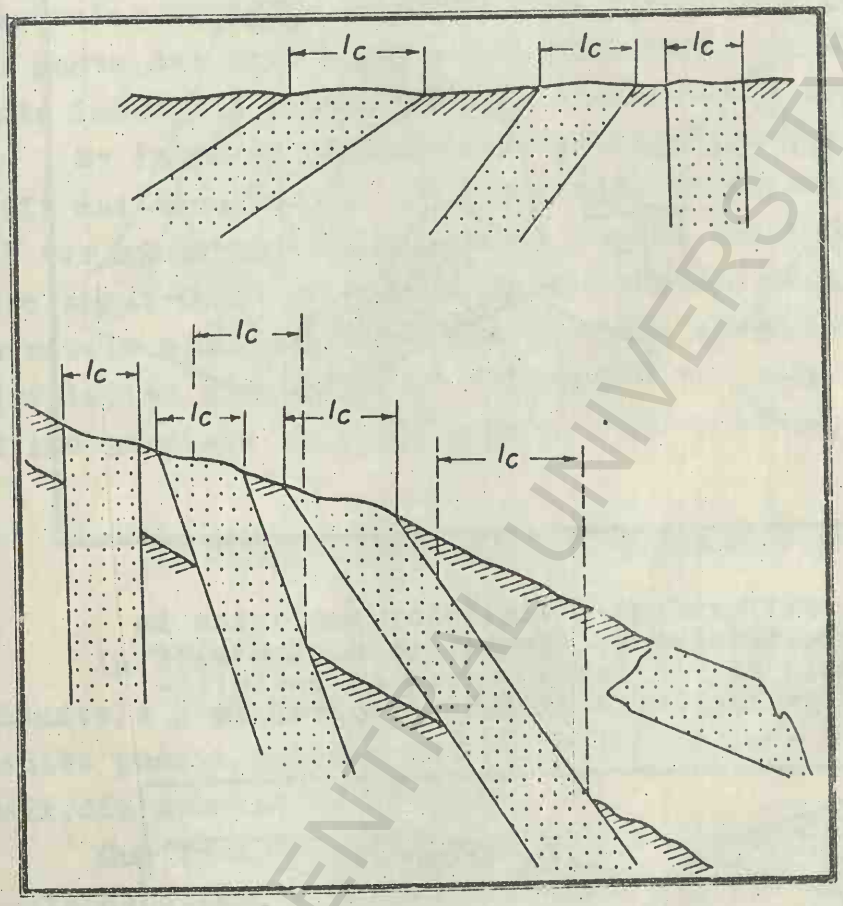


Fig.136-Relaţia lăţimii cartografice a formaţiunilor cu valoarea înclinării stratelor şi a pantei topografice

Cînd relieful plan este înclinat, lăţimea cartografică creşte ca mărime cu cît stratele au o înclinare mai mică, sau în cazul aceleiaşi înclinări a stratelor, cu cît unghiul de pantă al planului reliefului este mai mare. Maximul lăţimii cartografice se atinge în cazul în care panta este de aceeaşi valoare cu înclinarea stratelor, planul reliefului suprapunîndu-se suprafeţei de limită.

b) Relief fragmentat. In cazul în care relieful este accidentat, intervenind văi şi interfluvii, forma cartografică a limitelor geologice va depinde de raportul dintre înclinarea pantei

BCU "Al. I. Cuza" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

reliefului şi înclinarea stratelor, cît şi de valoarea acestor două elemente.

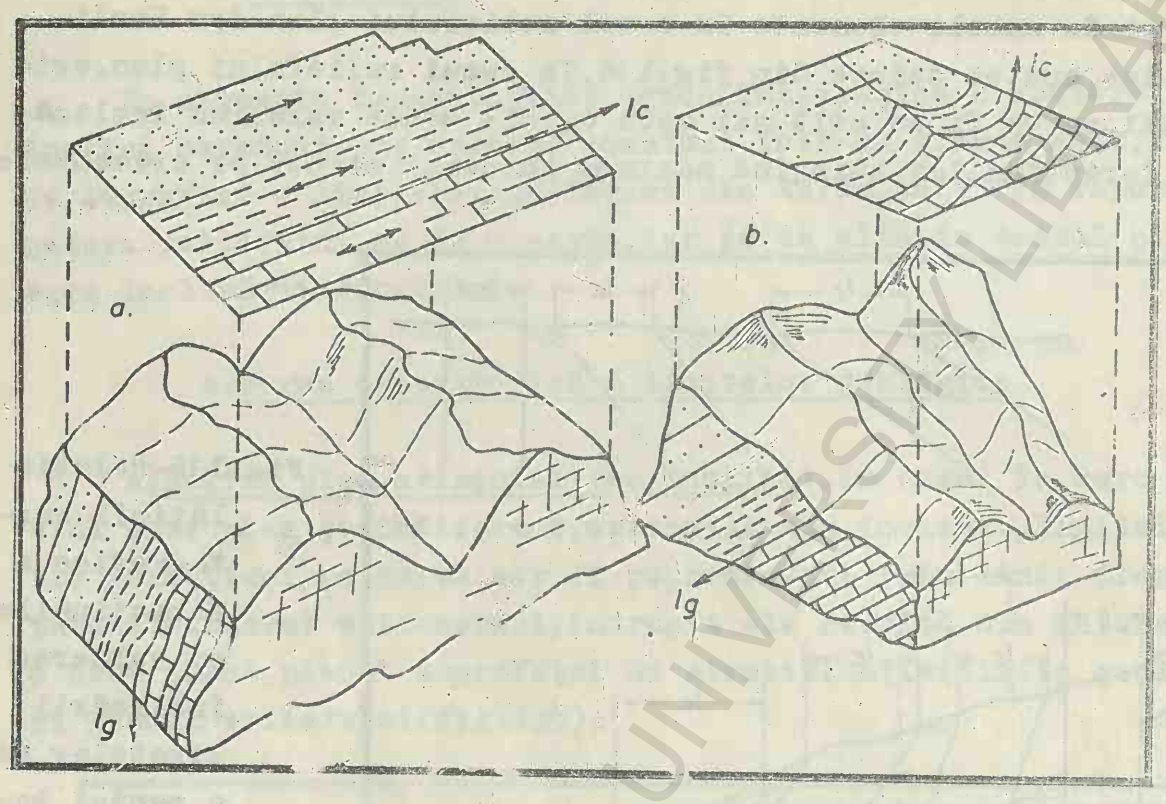


Fig.137-Forma cartografică a limitelor geologice în cazul reliefului accidentat şi a stratelor verticale şi înclinate invers cu panta; lg-limită geologică; lc-limită cartografică

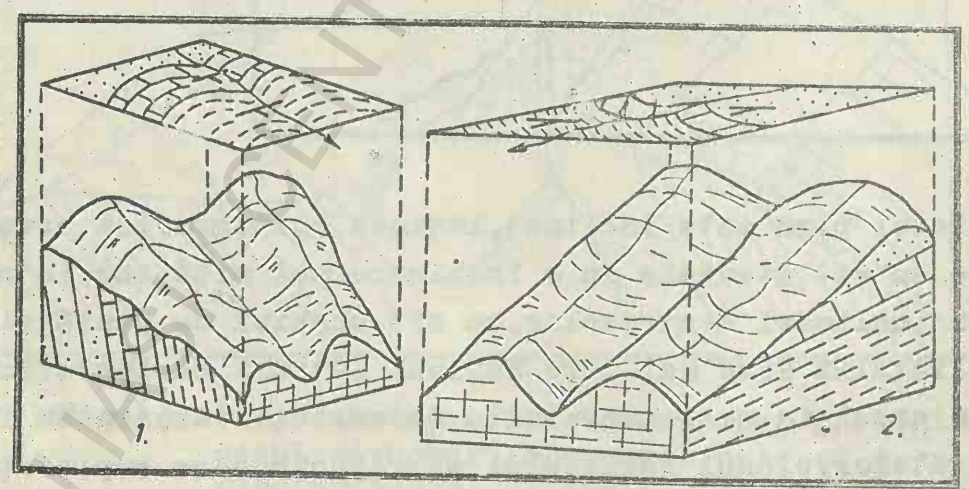


Fig.138-Forma cartografică a limitelor geologice în cazul reliefului accidentat; 1. Strate înclinate în acelaşi sens cu panta; 2. Strate înclinate în acelaşi sens cu panta, dar cu o valoare mai mică

In situaţia în care stratele înclină invers cu panta se observă că limitele cartografice sînt reprezentate prin linii sinuoase care intersectează curbele de nivel,coborînd pe interfluvii şi urcînd pe văi(fig.137,b);din contra,cînd stratele înclină în acelaşi sens cu panta(fig.138;1)limitele urcă pe interfluvii şi coboară pe văi.Cu alte cuvinte,limitele cartografice respectiveprezintă pe văi un unghi ascuţit îndreptat în sensul înclinării stratelor.Numai în cazul în care stratele înclină în acelaşi sens cu panta,dar cu o valoare mai mică decît aceasta,unghiul ascuţit este îndreptat invers căderii stratelor(fig.138;2).

Se înţelege că,limitele cartografice respective vor fi cu atît mai sinuoase cu cît înclinarea formaţiunilor este mai mică şi vor tinde spre linii drepte cu cît înclinările vor fi mai mari. Din acest punct de vedere se vor realiza două cazuri limită:cînd stratele ajung la verticală,limitele cartografice vor fi linii drepte,iar cînd ajung la orizontală vor avea sinuozitatea maximă, fiind paralele la curbele de nivel(fig.137;a).

B.Trasarea limitelor pe harta geologică

In situaţia în care regiunea cartată este bine deschisă şi limitele geologice au putut fi identificate în teren în cît mai multe puncte,acestea se trec pe hartă,după care se unesc prin linii,din aproape în aproape.

Cum însă,de cele mai multe ori,limitele geologice sînt mascate de depozite cuaternare(soluri,deluvii,terase) şi nu dispunem decît de puncte disparate în care acestea au fost identificate,trasarea limitelor cartografice se face prin metoda orizontalelor pe strat sau metoda abacei.

Ce sînt orizontalele pe strat? Curbele de nivel rezultă,după cum se ştie,din intersecţia reliefului cu planele orizontale echidistante.Aceleaşi plane orizontale echidistante intersectează şi suprafeţele de limită ale formaţiunilor(limitele geologice) şi care proiectate pe planul orizontal al hărţii dau orizontalele pe strat.Aşadar,orizontalele pe strat nu sînt altceva decît curbele de nivel ale unei suprafeţe de limită(fig-139).

Se deduce din acest fapt că, toate punctele în care o c: tală de o anumită altitudine intersectează o curbă de nivel aceeaşi valoare de altitudine, sînt puncte de afloriment ale l: tei geologice respective. Dacă limita geologică pe care urmează s-o trasăm cartografic, reprezintă o suprafaţă plană, adică are direcţia cît şi căderea constantă, orizontalele pe strat vor fi drepte paralele şi echidistante. Distanţa dintre două orizontal fi cu atît mai mare cu cît unghiul de înclinare a stratelor est mai mic şi va fi nulă cînd stratele vor fi verticale.

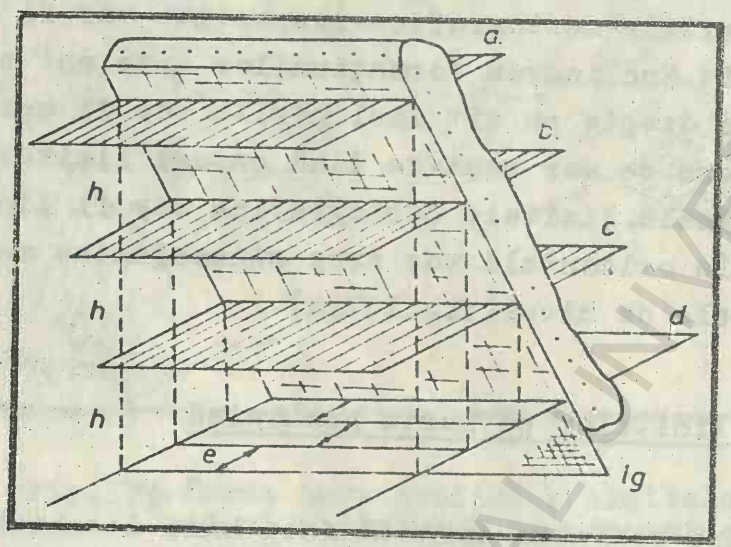


Fig.139-Construirea o rizontalelor pe strat: lg-limită geologică; a, b, c, d- plane orizontale echidistante; h-e- chidistanţa planelor orizontale; e- echidistanţa orizontalelor pe str

Spre exemplu, dacă dispunem de un punct în care se cunoaşte direcţia şi căderea stratelor la o limită geologică, pentru construirea limitei cartografice se va proceda după cum urmează:

-se prelungeşte direcţia stratului pînă la marginea hărţii;

-se construieşte o perpendiculară la această direcţie, cunoscută sub numele de linie de bază;

de o parte şi de alta a liniei de bază se trasează drepte paralele la distanţe egale cu echidistanţa curbelor de nivel, redusă la scara hărţii în care se lucrează;

-prin punctul de intersecţie a liniei de bază cu prelungirea direcţiei se duce o oblică după un unghi egal cu înclinarea stratelor;

-prin punctele de intersecţie ale liniei înclinării stratelor cu paralelele la linia de bază se duc drepte paralele la direcţia stratului, obţinîndu-se orizontalele pe strat (fig.140).

-dreapta care reprezintă prelungirea direcţiei stratelor, măsurată în afloriment, este o orizontală de altitudine egală cu cea a aflorimentului; orizontalele situate în sensul înclinării stratului vor avea altitudini care descresc cu valoarea echidistanţei curbelor de nivel;

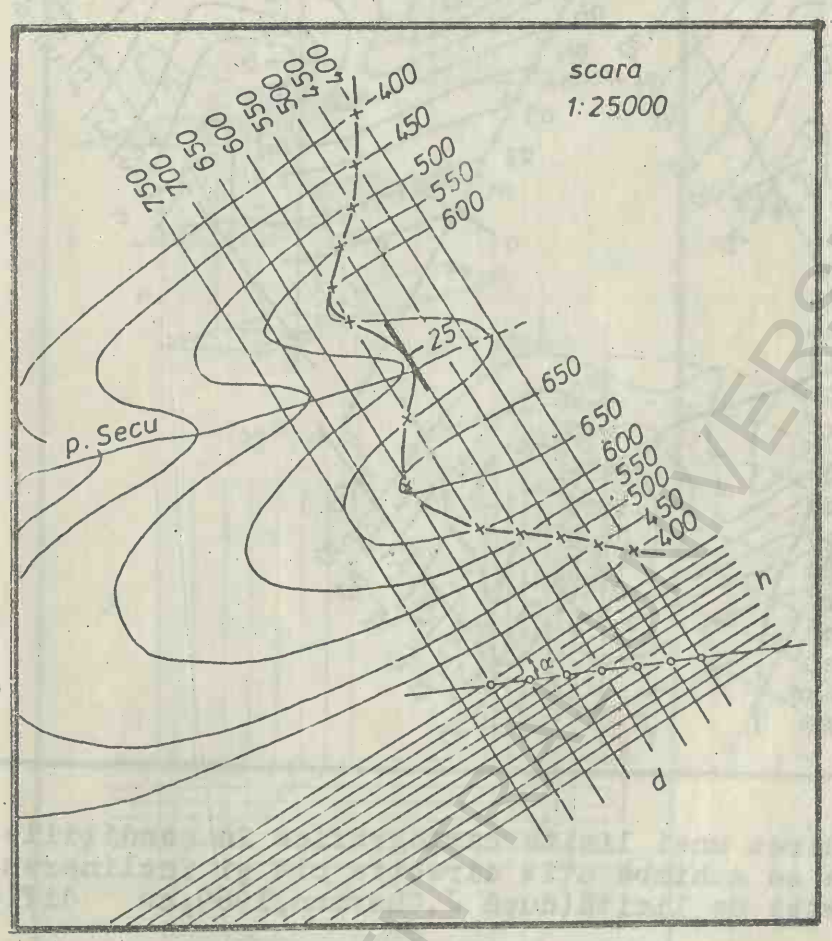


Fig.14o-Construirea cartografică a unei limite geologice prin metoda abacei:
α -unghiul de înclinare a formaţiunilor; d-orizontale pe strat; h-drepte paralele la distanţe egale cu echidistanţa curbelor de nivel, redusă la scara hărţii

-după ce a fost construită reţeaua orizontalelor pe strat ale limitei, se marchează punctele de intersecţie dintre acestea şi curbele de nivel de aceeaşi valoare; prin unirea acestor puncte se obţine limita cartografică.

Trebuie avut în vedere ca pe firul văilor, limitele vor trebui să prezinte sinuozităţi cu vîrful îndreptat în sensul căderii stratelor. In situaţia în care variază atît direcţia cît şi înclinarea suprafeţei de limită, orizontalele pe strat sînt linii curbe neparalele, dar care nu se intersectează. Trasarea acestora cît şi a limitei cartografice se face în felul următor:

-în punctele în care s-au măsurat poziţiile stratelor se con-

struiesc perpendiculare pe direcţia acestora;

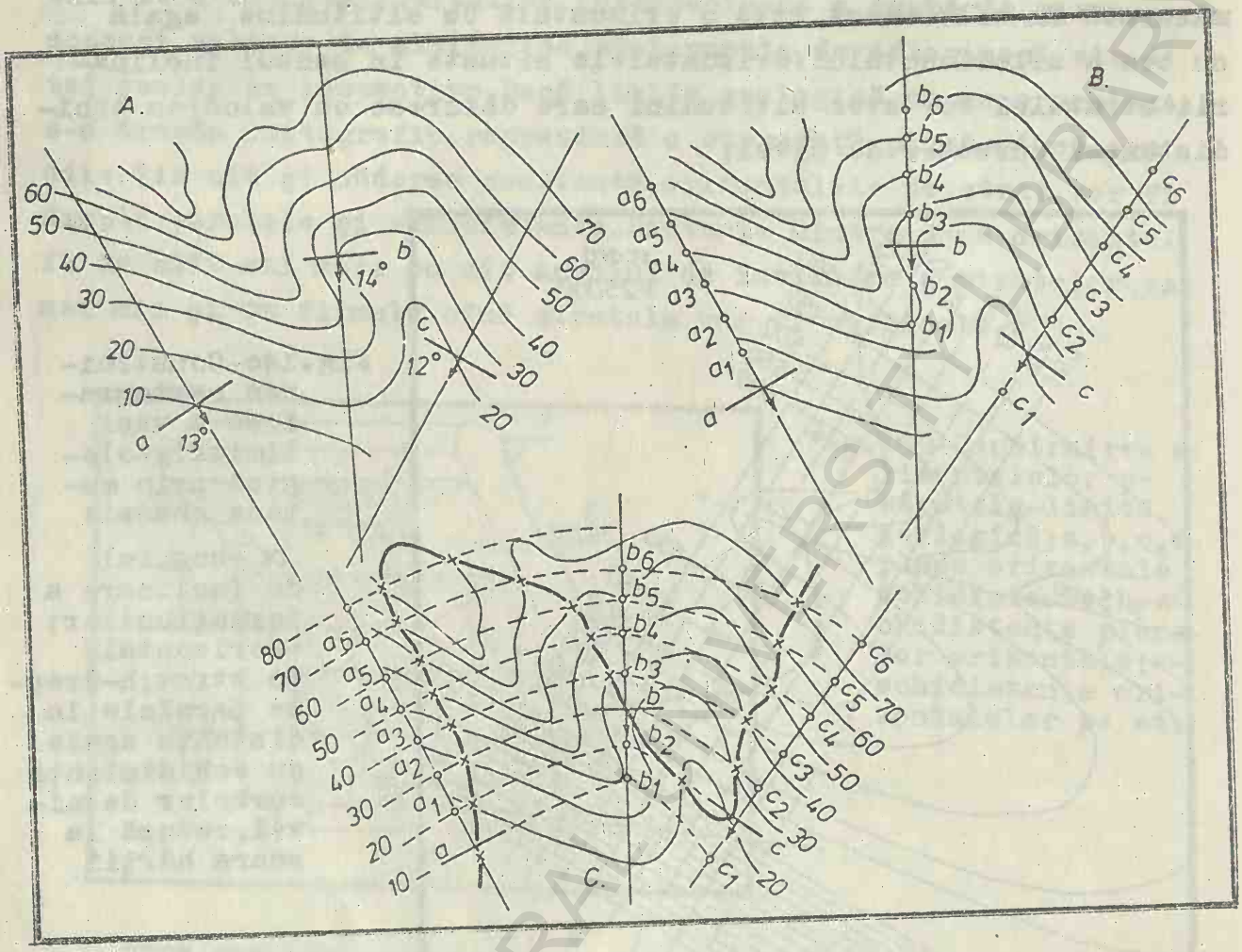


Fig.141-Construirea unei limite cartografice în condiţiile în care se schimbă atît direcţia cît şi înclinarea suprafeţei de limită(după J.Gherman,1969,cu modificări)

-Perpendicularele respective se împart apoi în segmente egale cu echidistanţa orizontalelor pe strat,calculată pentru înclinarea măsurată în punctul de afloriment respectiv;echidistanţa orizontalelor poate fi determinată grafic,construind o abacă,fie prin calcul;în ambele cazuri,avem nevoie,după cum se poate vedea şi în fig.142 de echidistanţa curbelor de nivel şi de înclinarea stratelor(α);

-pe fiecare perpendiculară astfel divizată se notează altitudinile corespunzătoare,pornindu-se de la cota punctului în care a fost măsurată poziţia stratului.Prin unirea punctelor de egală altitudine,prin curbe continui se obţin,în ultima instanţă,

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

orizontalele pe strat;în final,se reţin punctele de intersecţie dintre curbele de nivel şi orizontalele pe strat de aceeaşi valoare,din unirea cărora va rezulta limita cartografică(fig.141,C).

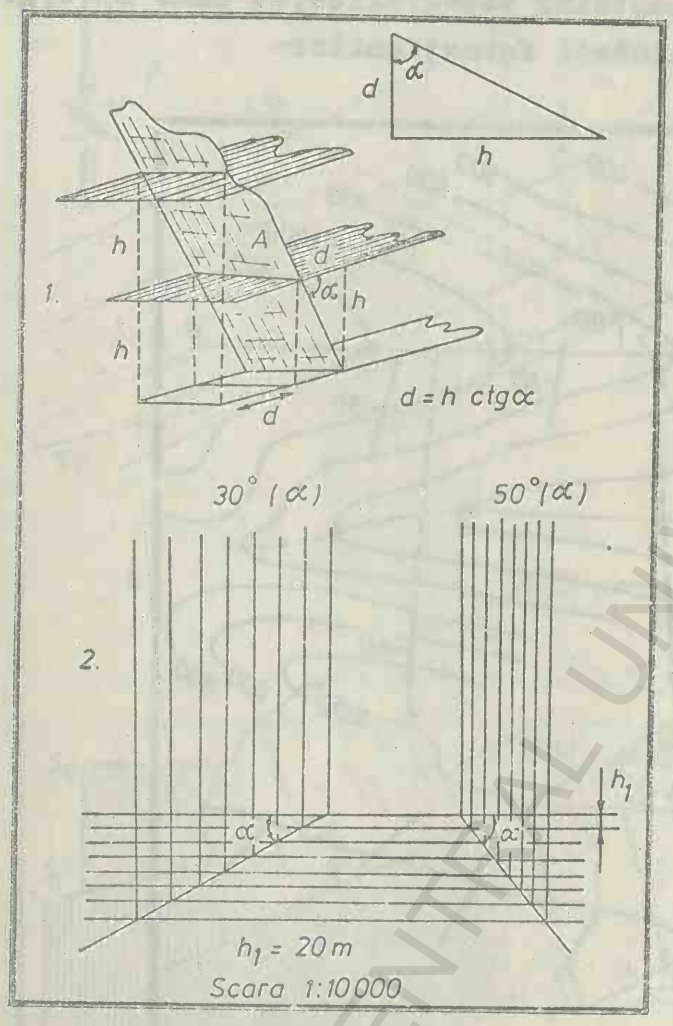


Fig.142-Determinarea echidistanţei orizontalelor pe strat prin construcţie grafică(2) şi calcul trigonometric (1):d-echidistanţa orizontalelor pe strat; h-echidistanţa planelor orizontale din care rezultă curbele de nivel; α -valoarea înclinării stratelor(planul limitei geologice);h_1-echidistanţa curbelor de nivel redusă la scara hărţii;A-planul limitei geologice

C.Construirea secţiunilor geologice

Secţiunile geologice în regiuni cu strate cutate,deci inclusiv monoclinale,se aleg,pe cît posibil,perpendiculare pe direcţia formaţiunilor şi pe traseul cu cele mai multe date geologice oferite de deschiderile naturale sau de lucrările miniere.

Întocmirea oricărei secţiuni presupune parcurgerea a trei etape:construirea profilului morfologic,transpunerea pe profilul morfologic a înclinării stratelor şi a limitelor dintre formaţiuni,inclusiv accidentele tectonice,şi,în final, trasarea limite-

BUCUREŞTI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

lor în adîncimea secţiunii.Profilul morfologic se construieşte după metodele din topografie;o atenţie deosebită trebuie acordată .ării înălţimilor.Ea nu va trebui exagerată,întrucît faptul determină deformarea pantelor topografice,de unde apoi,greutăţi în transpunerea înclinării formaţiunilor.

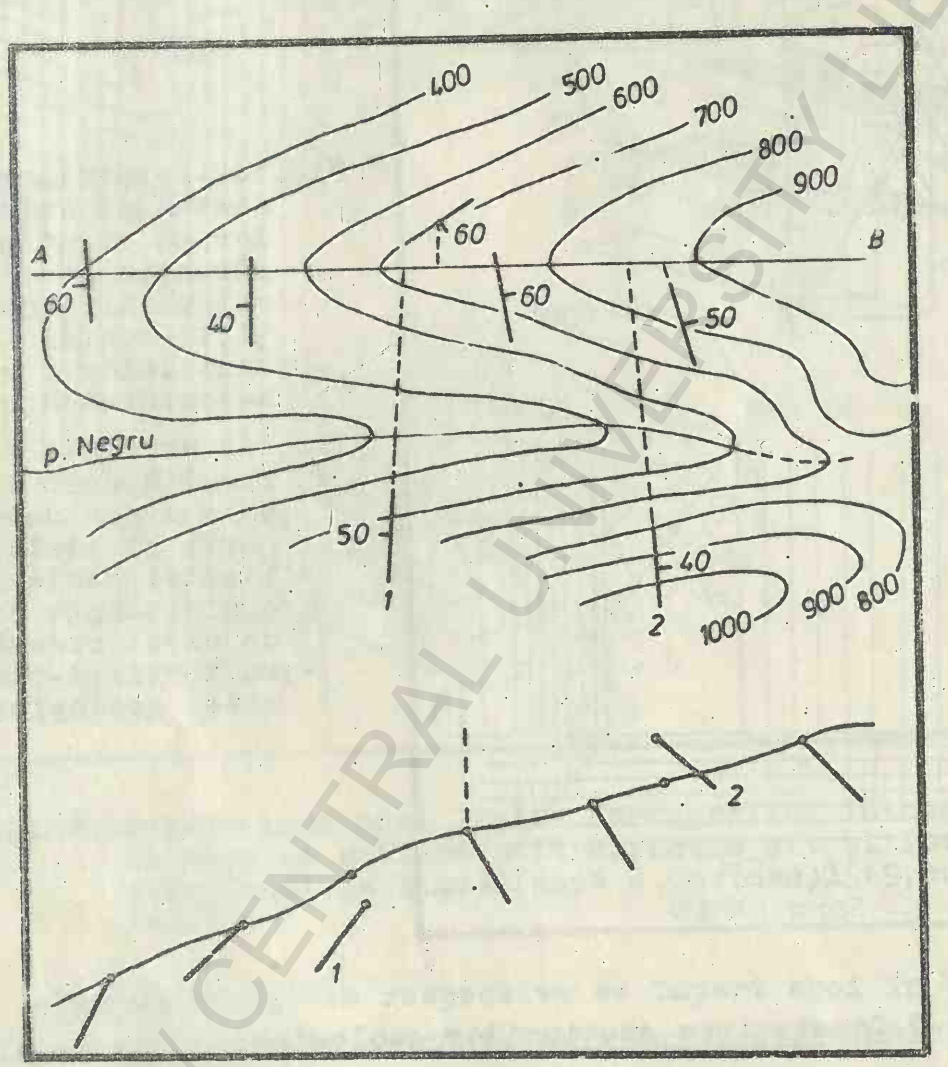


Fig.143-Transpunerea poziţiei formaţiunilor pe profilul morfologic,în vederea întocmirii secţiunii geologice:1,2-poziţii măsurate la cotă mai mică şi mai mare decît cele pe care le intersectează linia profilului morfologic;A-B.Direcţia secţiunii geologice

Pentru trecerea datelor geologice din hartă pe profilul morfologic se poate utiliza o fîşie de hîrtie ajutătoare.Aşezată pe direcţia secţiunii de pe hartă,pe această fîşie de hîrtie se notează înclinările stratelor cu valoarea lor,limitele geologice,şi,eventual,faliile.Transpunerea se poate şi direct,aşezînd

marginea de sus a hîrtiei cu profilul morfologic pe direcţia secţiunii din hartă.

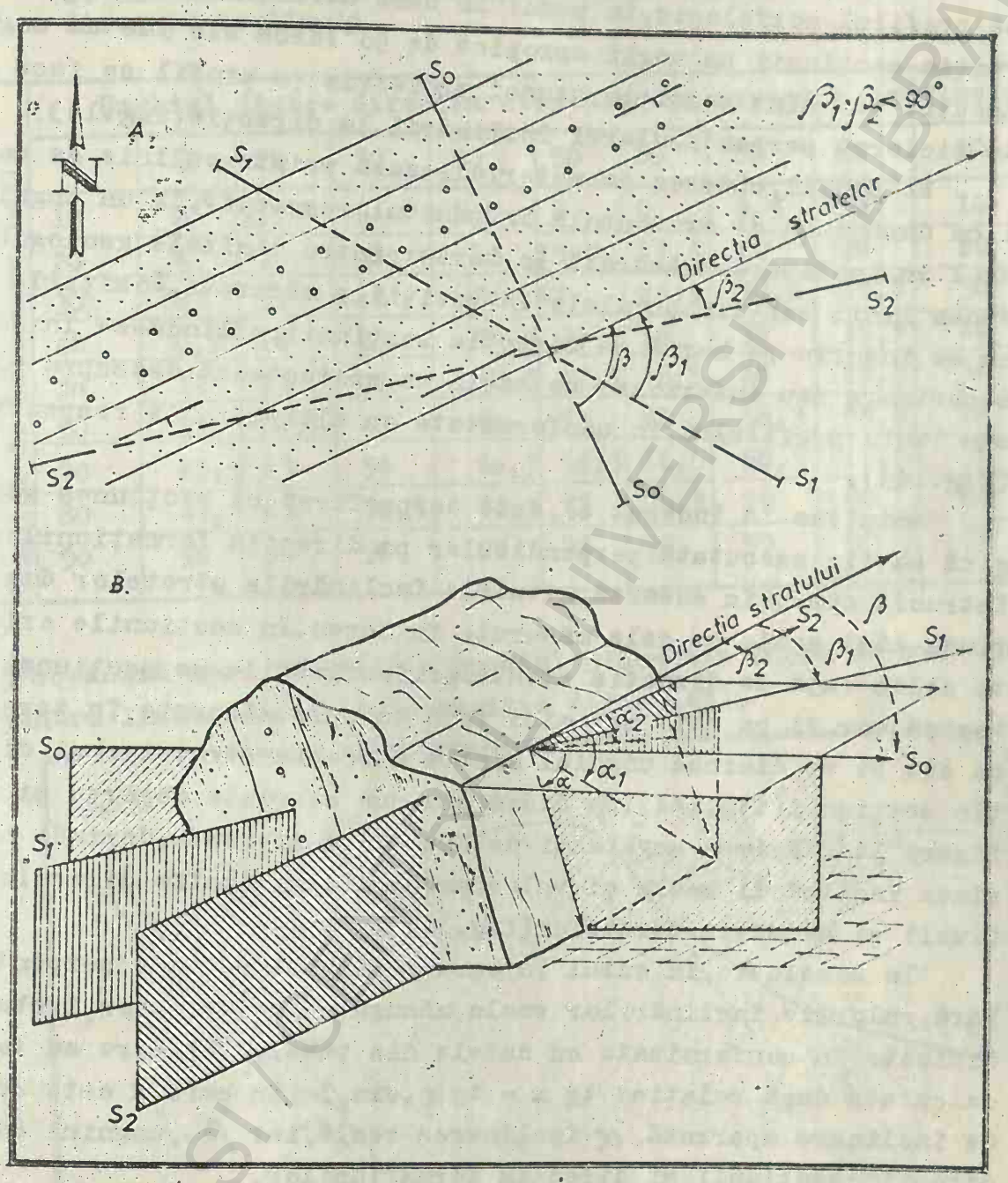


Fig.144-Relaţia dintre înclinarea reală şi unghiul de înclinare aparentă, determinată de unghiul dintre direcţia stratelor şi direcţia secţiunii geologice: A. Situaţie cartografică; B. Secţiune geologică; S_0, S_1, S_2-direcţiile secţiunilor; β, β_1, β_2,-unghiul dintre direcţia stratelor şi direcţia secţiunilor; α -înclinarea reală a stratelor în cazul secţiunii perpendiculare; α_1, α_2-înclinări aparente în cazul secţiunilor oblice

Transpunerea poziţiilor se face după cum urmează:poziţiile care se găsesc pe hartă în apropierea secţiunii se prelungesc pe profilul morfologic,în cazul în care direcţia lor face cu direcţia secţiunii un unghi apropiat de 90°;dacă ele fac un unghi ascuţit sau sînt paralele,atunci proiecţia pe profil se face de la piciorul perpendicularei înclinării la direcţie(fig.143).

Pe profil,căderea se materializează printr-o linie de cca 1 cm dusă faţă de orizontală în punctul respectiv,la un unghi egal cu înclinarea măsurată în teren;pentru limitele geologice ducem linii subţiri paralele la poziţiile măsurate.Poziţiile care nu se înscriu pe hartă pe direcţia secţiunii,aflîndu-se la cote superioare sau inferioare acesteia,se proiectează deasupra sau sub linia profilului,în conformitate cu altitudinile respective (fig.143).

Aminteam la început că,este de preferat ca secţiunea geologică să fie executată perpendicular pe direcţia formaţiunilor, întrucît numai în această situaţie înclinările stratelor din secţiune sînt egale cu cele măsurate în teren.In secţiunile orientate oblic faţă de direcţia stratelor,înclinările pe secţiunea geologică vor fi cu atît mai mici faţă de cele măsurate în teren, cu cît se va diminua unghiul dintre direcţia stratelor şi direcţia secţiunii(fig.144).Ca atare,aşa cum se poate observa şi din figura 144,mărimea unghiului de înclinare aparentă,depinde de mărimea înclinării reale şi valoarea unghiului dintre direcţia secţiunii şi direcţia stratelor(fig.144).

In concluzie,în cazul în care secţiunea nu este perpendiculară,valorile înclinărilor reale,măsurate în teren,vor trebui modificate în conformitate cu datele din tabelul 11,care au fost calculate după relaţia: $tg\ x = tg\alpha \cdot \sin\beta$,în care x este unghiul de înclinare aparentă, α înclinarea reală,iar β ,unghiul dintre direcţia secţiunii şi direcţia formaţiunilor.

Pentru trasarea limitelor în adîncimea secţiunii se procedează astfel: se prelungeşte în adîncime prima limită din extremitatea vestică a profilului,apoi din poziţia următoare,adică din poziţia 2 se coboară o perpendiculară pe limita respectivă; din punctul de intersecţie a acestei perpendiculare cu limita prelungită,se duce o paralelă la linia de înclinare din punctul 2; se

TABEL 11

Valoarea înclinării aparente în raport de mărimea unghiului de înclinare reală şi unghiul dintre direcţia stratelor şi direcţia secţiunii

Unghiul de înclinare reală	Unghiul dintre direcţia stratelor şi direcţia secţiunii									
	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
10	10	2	3,5	5	6,5	8	9	9,5	10	10
20	20	4	7	10	13	15,5	17,5	19	20	20
30	30	6	11	16	20	24	26,5	28,5	29,5	30
40	40	8,5	16	23	28,5	33	36	38	39,5	40
50	50	12	22	31	37,5	42,5	46,5	48	49,5	50
60	60	17	30,5	41	48	53	56	58,5	59,5	60
70	70	25,5	43	54	60,5	64,5	66,5	68,5	69,5	70
80	80	44,5	63	70,5	74,5	77	78,5	79	80	80
90	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90

procedează apoi la fel din punctul 3;acelaşi lucru se execută şi pentru limita paralelă la poziţia 4(fig.145).

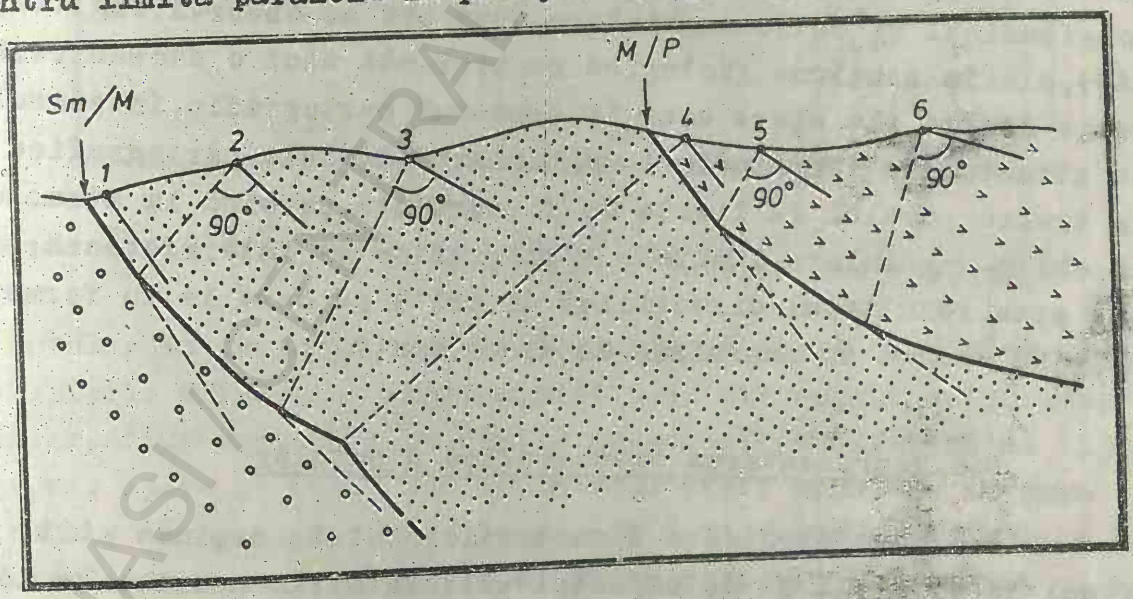


Fig.145-Construirea mersului în adîncime a limitelor stratigrafice,în cazul formaţiunilor monoclinale ,prin paralelism la înclinările de strat măsurate la suprafaţă:Sm/M-limita Sarmaţian-Meoţian; M/P-limita Meţian-Ponţian

Se obţine, din cîte se observă, o linie frîntă, paralelă la poziţiile de strate din ce în ce mai noi. Prin rotunjirea vîrfurilor acestor linii frînte se obţine, în final, linii curbe, constituind mersul limitelor în adîncime.

5. Reprezentarea cartografică a structurilor discordante orizontal unghiulare, longitudinal şi oblic unghiulare

In realizarea hărţilor geologice a unor regiuni care comportă asemenea structuri, vom avea în vedere că, în trasarea limitelor intervin modalităţile de reprezentare cartografică atît a stratelor orizontale cît şi a cutelor sau a celor monoclinale.

Aspectul cartografic al structurilor orizontal-unghiulare, aşa cum sugerează şi fig.146 şi 147 se detaşează prin intersecţia care se realizează între limitele stratelor orizontale, care sînt linii paralele la curbele de nivel şi limitele structurilor cutate.

Formaţiunile cutate, mai vechi, sînt, astfel, mascate cartografic de termenii transgresivi, orizontali. Cît privesc structurile longitudinal şi oblic unghiulare, după cît se observă (fig.148; 149), ele în secţiune geologică nu prezintă nici o deosebire. Diferenţa dintre ele apare doar în aspectul cartografic, în sensul că, la structurile longitudinal-unghiulare limitele cartografice au un traseu paralel la limita de discordanţă, pe cînd la structurile oblic-unghiulare, limitele cartografice se intersectează; situaţia este rezultatul direcţiilor diferite pe care le au formaţiunile în raport cu suprafaţa de discordanţă.

6. Reprezentarea cartografică a cutelor

Forma cartografică a structurilor cutate depinde atît de tipul cutelor cît şi de aspectul reliefului; la acestea se adaugă o serie de schimbări introduse de zonele de plonj axial, comparativ cu sectoarele liniare ale cutelor, adică traseul pe care şarnierele lor rămîn orizontale.

Relief plan, orizontal. In cazul respectiv, forma cartografică

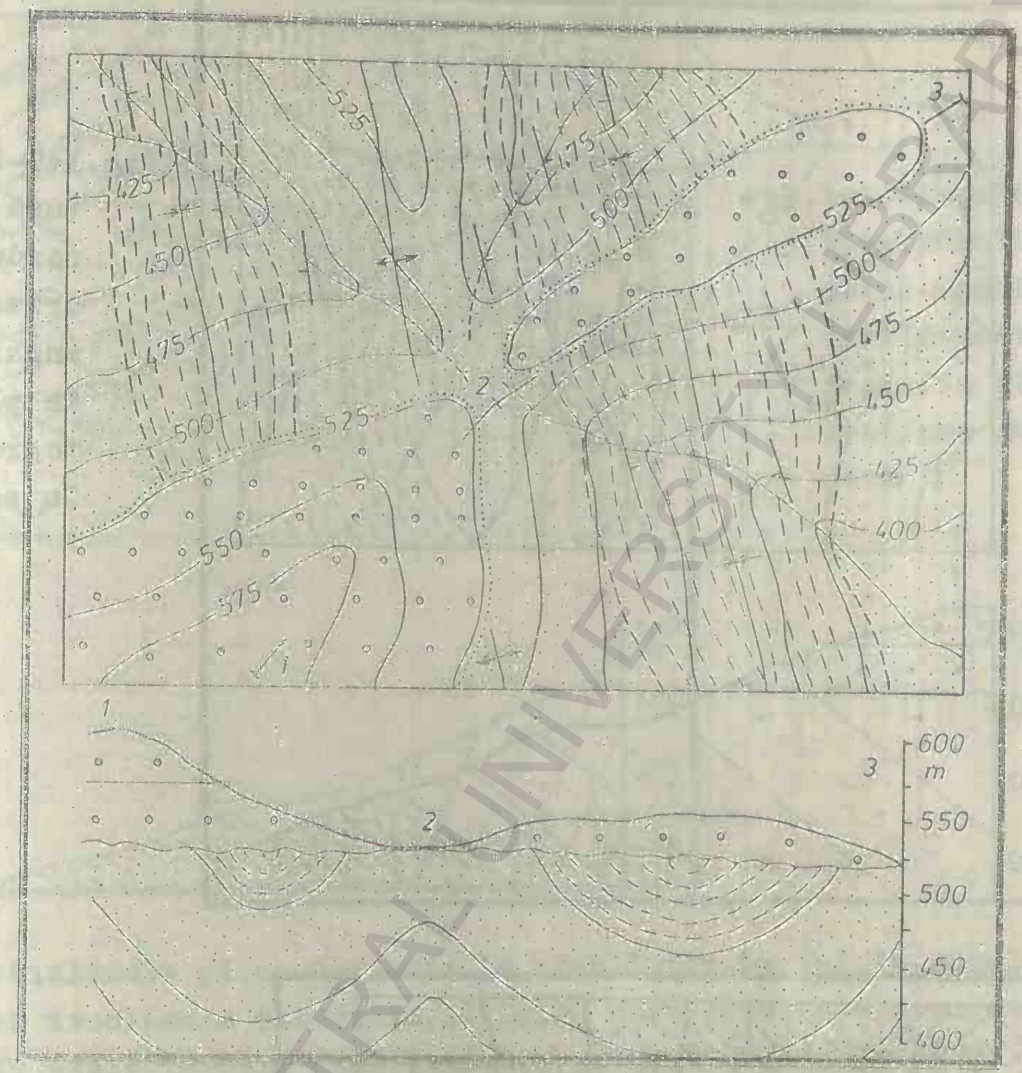


Fig.146-Structură discordantă,orizontal-unghiulară; aspect cartografic şi în secţiune geologică

a cutelor va depinde de alura planului axial şi de ridicările şi coborîrile axiale ale cutelor.Atît timp cît cutele au caracter liniar,adică axele lor se menţin orizontale,indiferent de tipul lor,vor apare pe hărţi sub forma unor fîşii paralele în care stratele de aceeaşi vîrstă se repetă de o parte şi de alta a axelor.In axele anticlinale vor aflora depozitele cele mai vechi, iar în cele sinclinale,cele mai noi(fig.15o).

Există totuşi şi în acest caz unele deosebiri,pe baza cărora se vor putea chiar distinge tipurile de cute.Astfel,cutele normale,drepte,avînd înclinări egale ale flancurilor,lăţimile cartografice,similare stratigrafic,sînt egale,fiind divergente

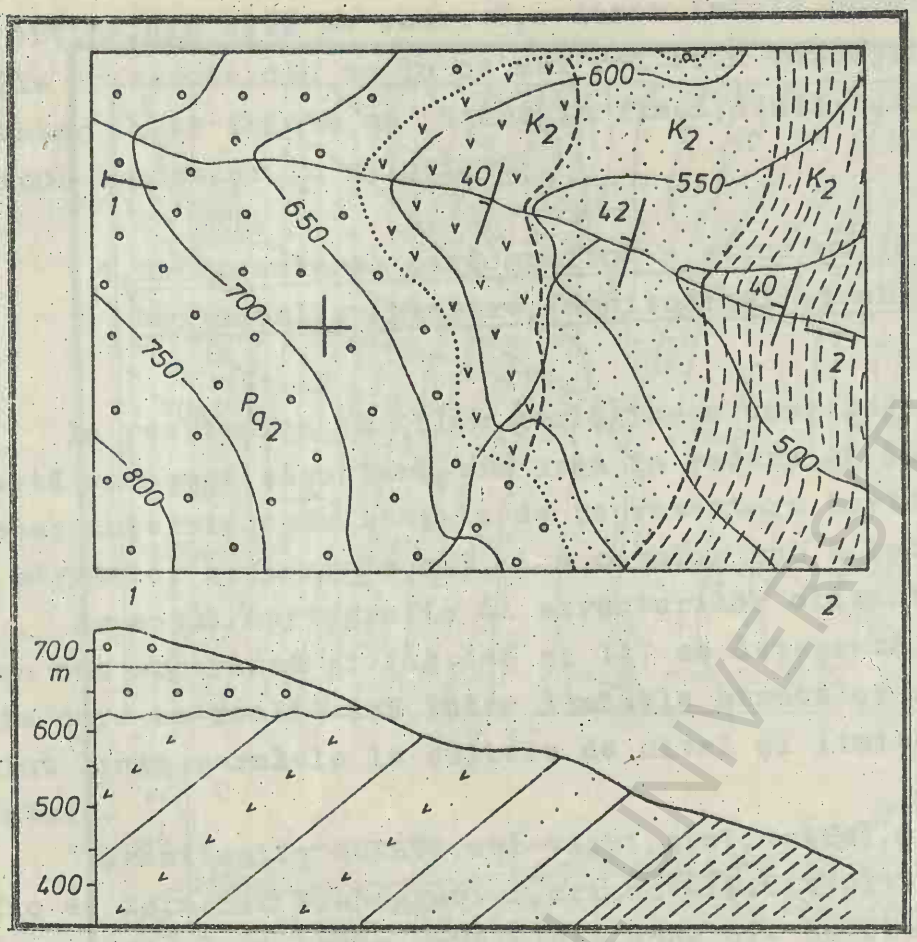


Fig.147-Structură discordantă, orizontal-unghiulară, în plan cartografic şi în secţiune

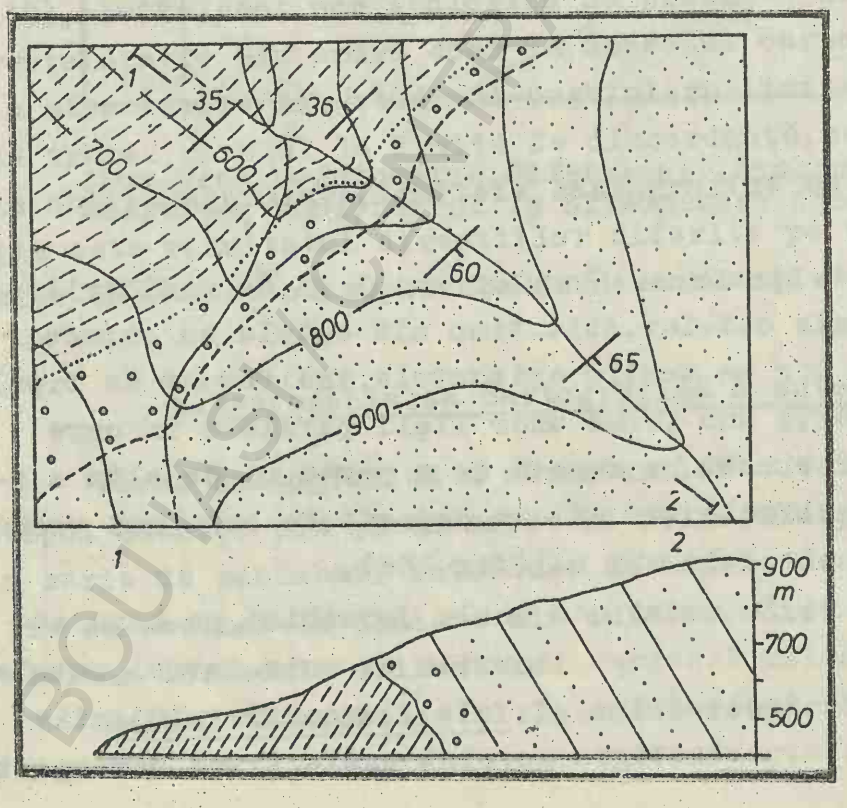


Fig.148-Structură discordantă, longitudinal-unghiulară; aspect cartografic şi în secţiune

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

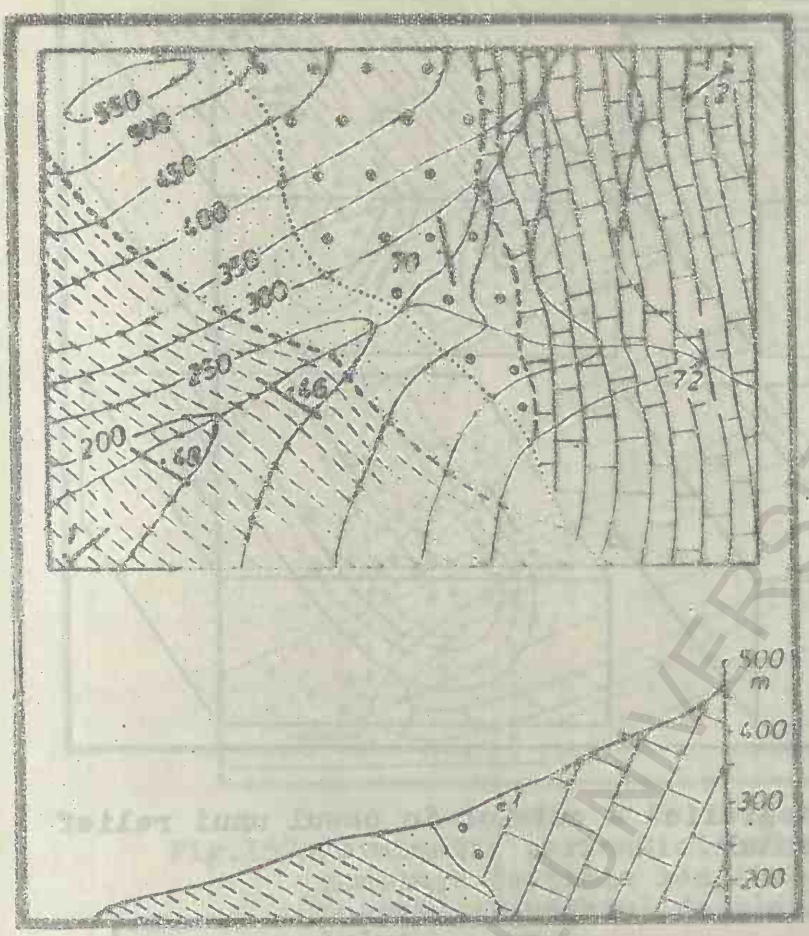


Fig.149-Structură discordantă, oblic-unghiulară:aspect cartografic şi în secţiune geologică

la anticlinale şi convergente la sinclinale.La fel,în cazul cutelor izoclinale deversate,liniile cartografice ale straturilor vor fi egale în cele două flancuri,prezentînd însă,aceleaşi sens de înclinare.

În situaţia în care cutele sînt înclinate sau deversate şi disimetrice,liniile cartografice ale formaţiunilor,vor fi mai mici în flancurile cu înclinări mai mari(fig.15c),şi,invers,în cele cu înclinări mici.

Aspectul cartografic al cutelor se schimbă radical în zona terminaţiilor periclinale şi periclinalele.În sectoarele în care cutele suferă o cobcrire axială,un plonj,flancurile anticlinalelor îşi schimbă treptat direcţia,se apropie şi se racordează,formînd o închidere periclinală(periclinală);în acelaşi timp,flancurile sinclinalelor se îndepărtează.

În cazul în care cutele sînt afectate de o ridicare axială,flancurile sinclinalelor se apropie şi se racordează,determi-

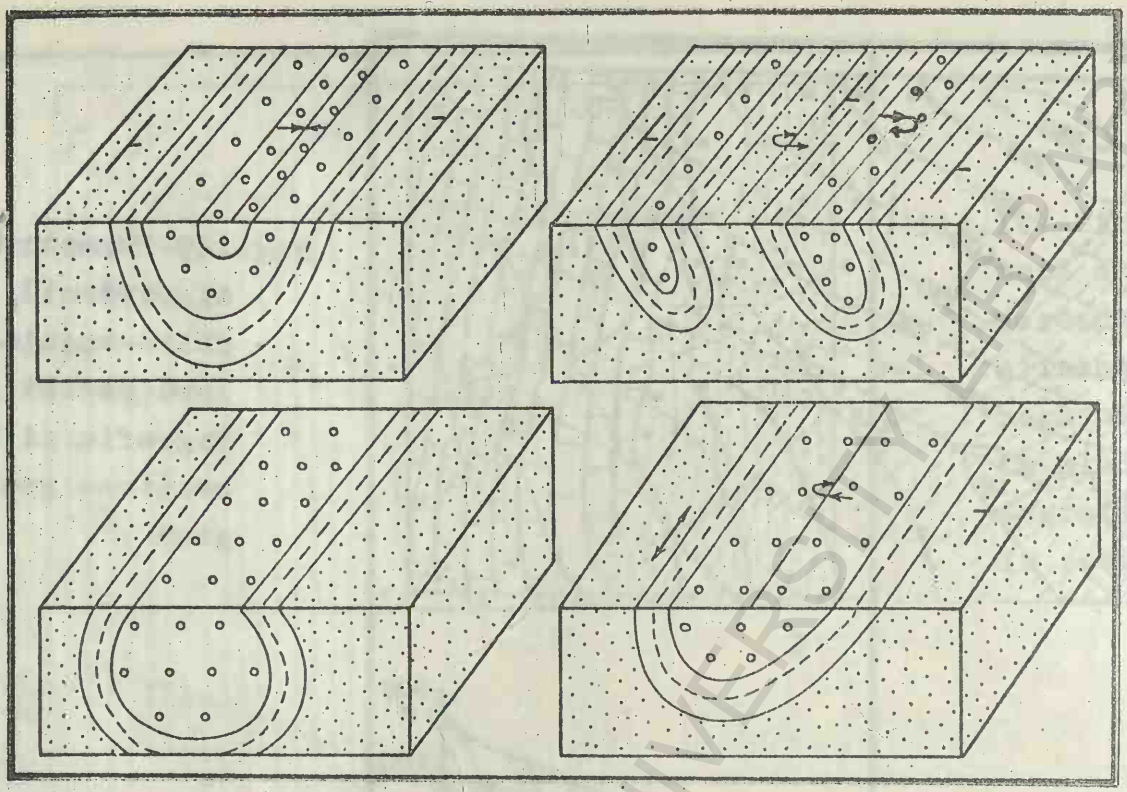


Fig.150-Forma cartografică a cutelor în cazul unui relief plan, orizontal

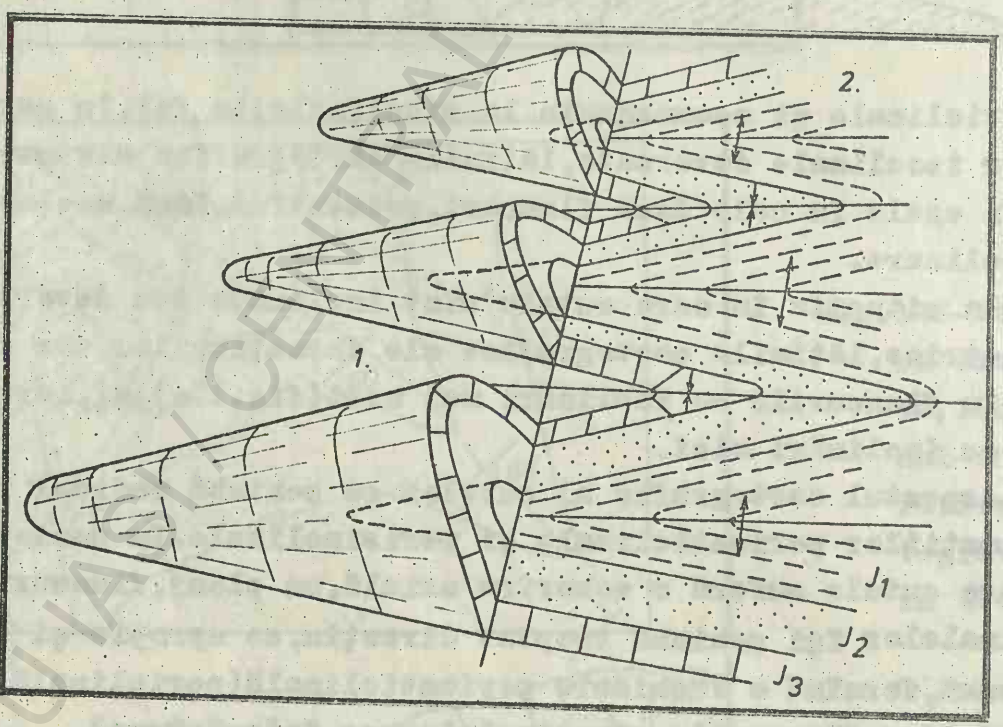


Fig.151-Terminaţii perianticlinale şi perisinclinale (inspirată după Buialov, 1953): 1. Vedere în perspectivă; 2. Vedere în plan

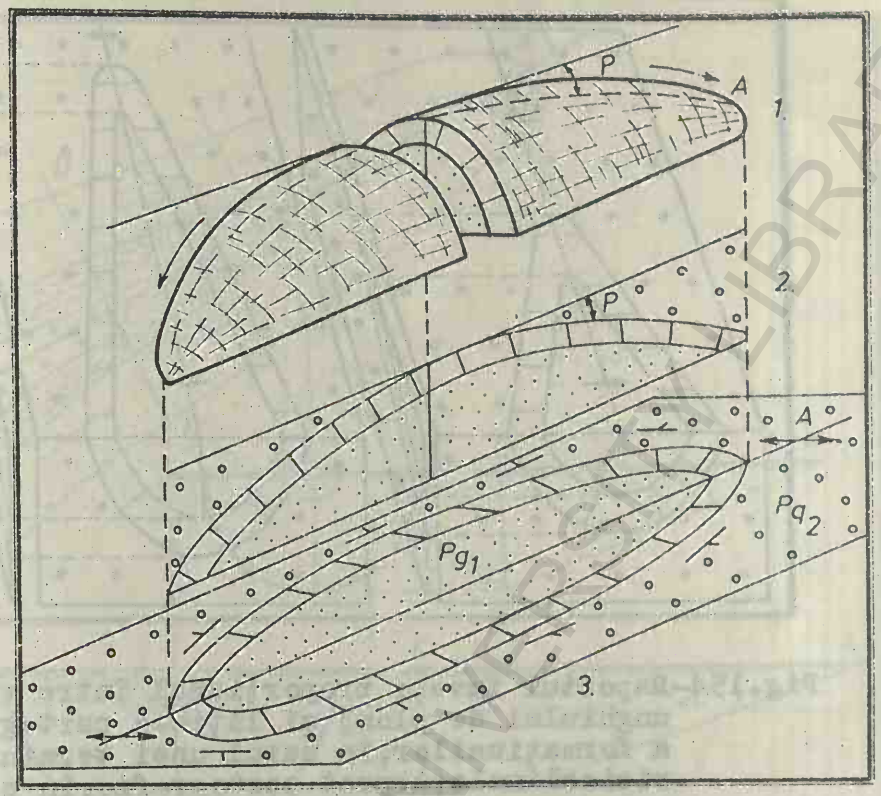


Fig.152-Terminaţii perianticlinale:1.Vedere de ansamblu;2.Secţiune longitudinală;3.Aspect cartografic;P-unghiul de plonj;A-axul anticlinalului

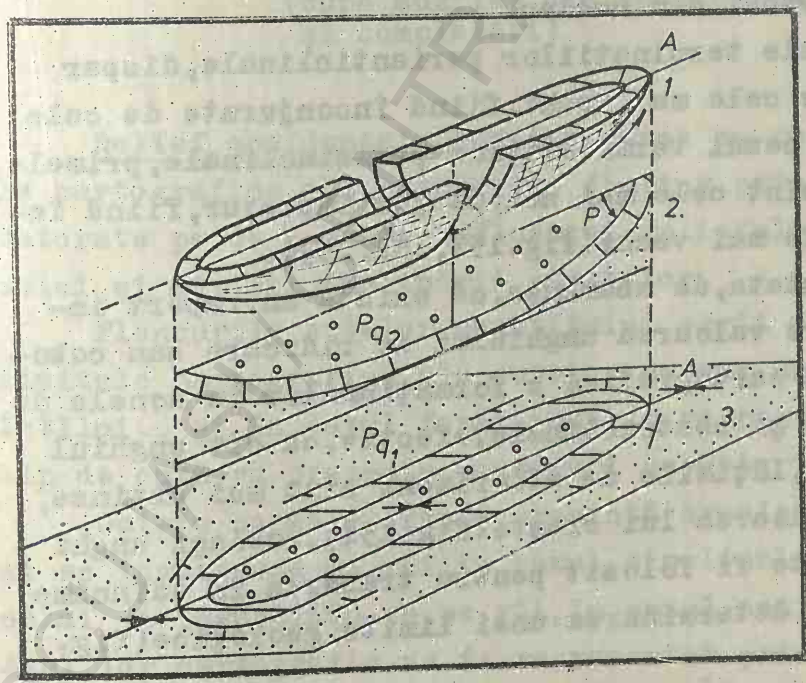


Fig.153-Terminaţii perisinclinale:1.Vedere de ansamblu; 2.Secţiune longitudinală;3.Aspect cartografic;P-unghiul de plonj;

A-axul sinclinalului

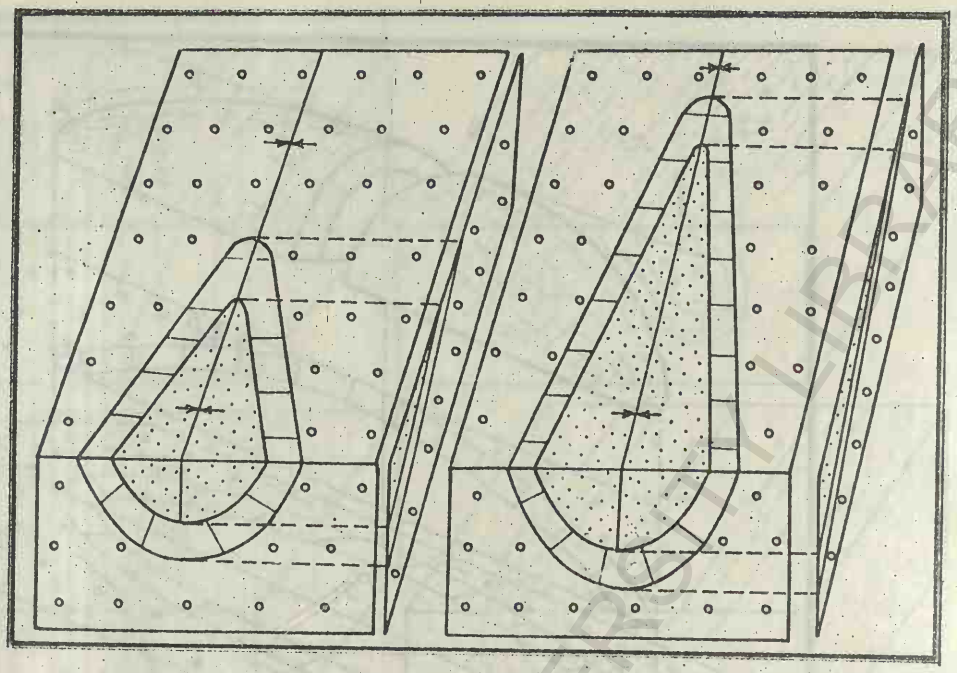


Fig.154-Raportul invers proporţional între valoarea unghiului de plonj şi lăţimea cartografică a formaţiunilor, în cazul unei terminaţii perisinclinale; aspect cartografic, în secţiune transversală şi longitudinală

nînd o închidere perisinclinală (centriclinală); în acelaşi timp, flancurile anticlinalelor se îndepărtează, lărgind zona de afloRare a stratelor mai vechi din nucleu.

Ca urmare, în zonele terminaţiilor perianticlinale, dispar cartografic depozitele cele mai vechi, fiind înconjurate de cele mai noi, în timp ce, în cazul terminaţiilor perisinclinale, primele depozite care dispar sînt cele mai noi, de jur împrejur, fiind înconjurate de depo - tele mai vechi (fig.151, 152, 153).

Se mai poate constata, de asemenea, că există un raport invers proporţional între valoarea unghiului de ridicare sau coborîre axială şi lăţimea cartografică a formaţiunilor în zonele de terminaţii periclinale şi centriclinale; efectiv, cu cît unghiul respectiv este mai mic, lăţimile de afloriment sînt mai extinse, reducîndu-se cu cît valoarea lui creşte (fig.154). Acelaşi unghi de coborîre axială poate fi folosit pentru trasarea în adîncime a unei cute, sau pentru determinarea unei limite geologice (fig. 155).

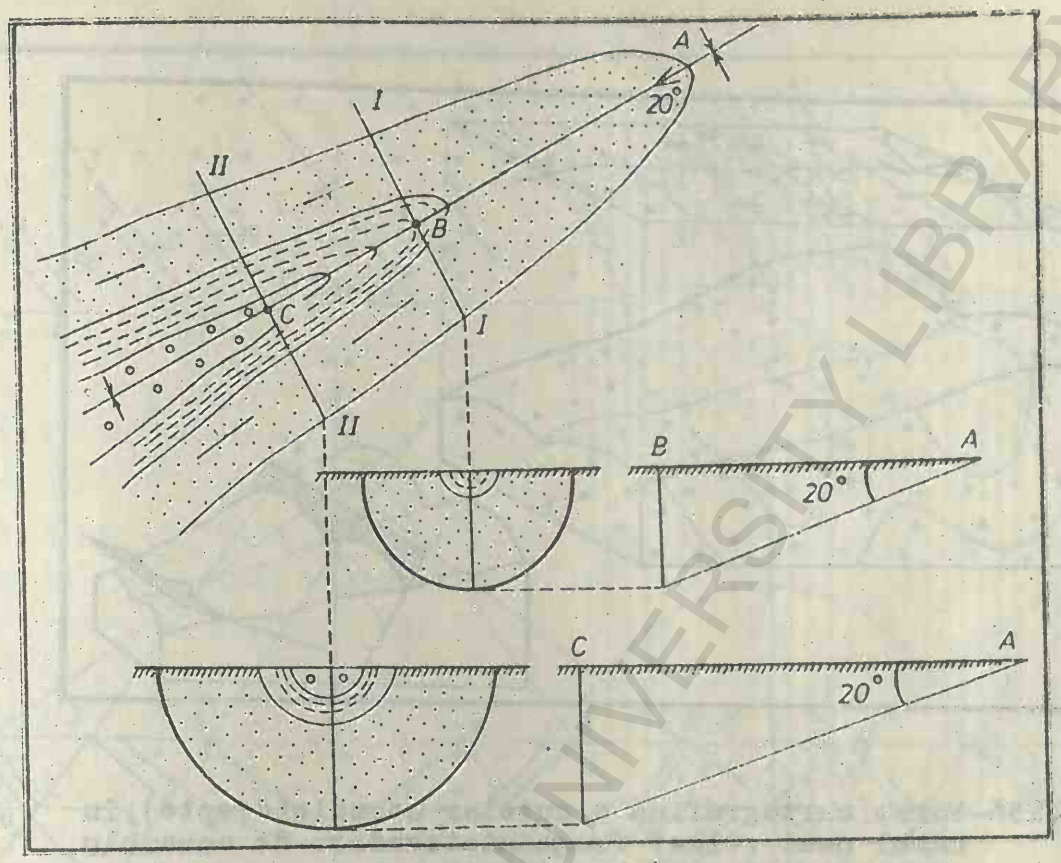


Fig.155-Trasarea în adîncimea secţiunii geologice a unei cute,utilizînd unghiul de coborîre axială
(după Muzîlev din Pauliuc,1968,cu modificări şi completări)

Relief accidentat.Cînd intervine un relief accidentat,formele cartografice ale cutelor se disting prin contururi sinuoase, datorate pe de o parte influenţei reliefului,iar pe de alta,sensului şi mărimii înclinării stratelor.

Flancurile cutelor constituind serii de strate monoclinale, limitele cartografice ale cutelor se vor supune aceloraşi reguli întîlnite şi în cazul formaţiunilor respective.Ca urmare,fiecare tip de cută va prezenta contururi caracteristice.

Cutele normale,drepte,prezintă areale ce se lărgesc pe culmi şi se îngustează pe văi,în cazul sinclinalelor,lărgindu-se pe culmi şi îngustîndu-se pe văi,în cazul anticlinalelor(fig.156). Axul lor cartografic va fi reprezentat printr-o linie dreaptă, rezultînd din intersecţia reliefului cu planul axial,vertical.

In cazul cutelor izoclinale,deversate,arealele cartografice

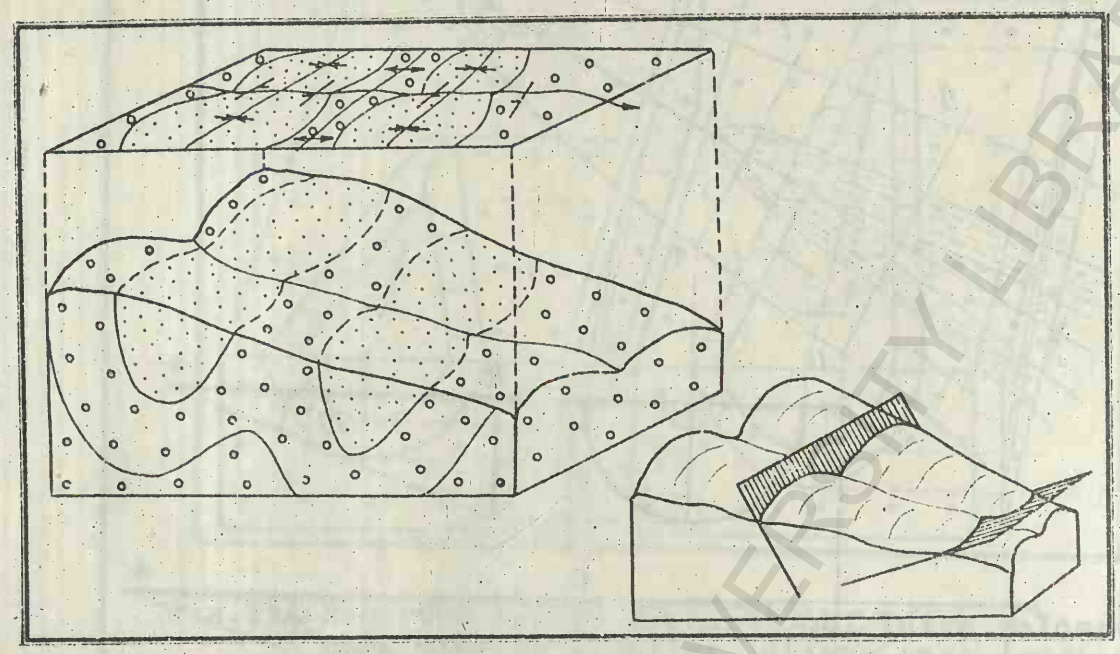
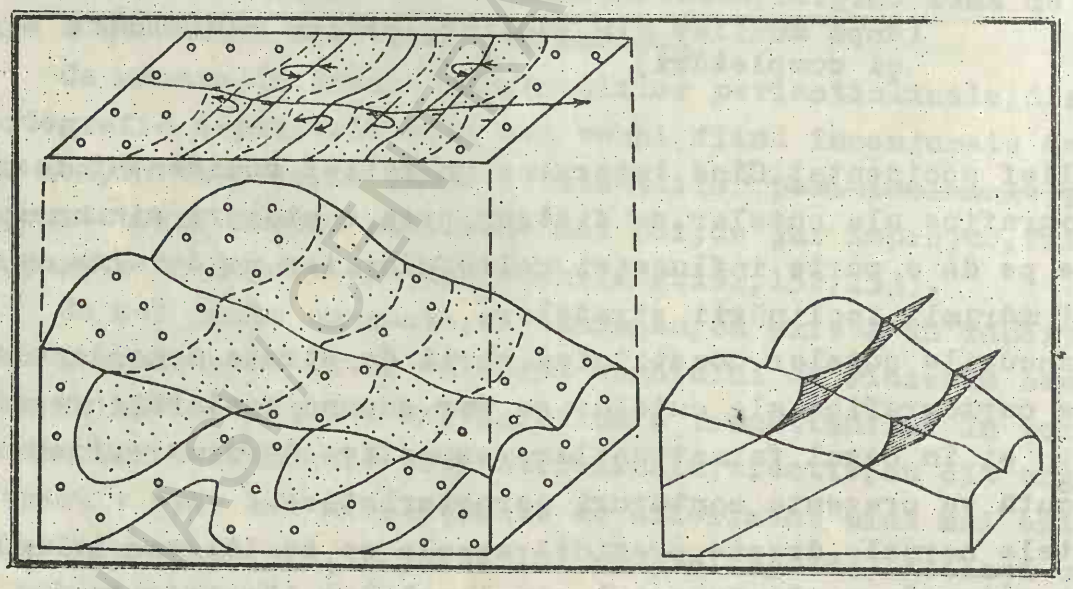


Fig.156-Forma cartografică a cutelor normale(drepte), în cazul unui relief fragmentat:vedere de ansamblu, cartografică şi schematizată



157
Fig. Reprezentarea cartografică a cutelor izoclinale deversate, în cazul unui relief accidentat:vedere de ansamblu, cartografică şi schematizată

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

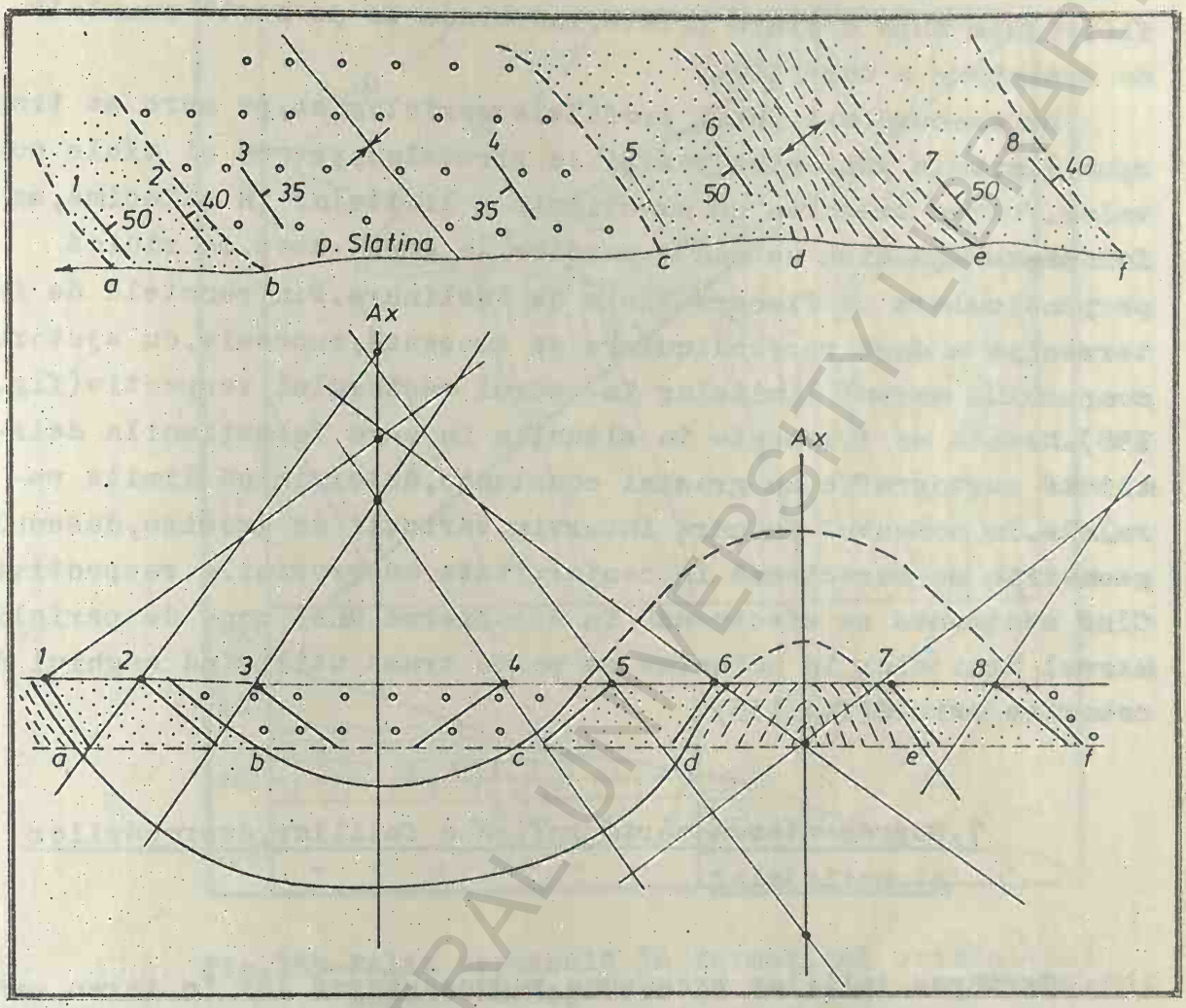


Fig.158-Trasarea limitelor în adîncime,în cazul structurilor cutate,utilizînd metoda razelor:1-8.Poziţia stratelor ;a-f.Limitele cartografice ale formaţiunilor

sînt delimitate de linii sinuoase,paralele,care prezintă pe văi unghiuri cu vîrful îndreptat în sensul înclinării stratelor.Axele acestor cute sînt paralele la limite şi se disting prin semnul lor deversat,cît şi prin poziţia răsturnată a stratelor din flancurile inverse(fig.157).

Intocmirea secţiunilor geologice în regiuni cutate.In general,în formaţiuni cutate,în scopul surprinderii stilului tectonic,elementele pe care le oferă harta geologică,vor fi completate cu secţiuni geologice transversale.Acestea,vor fi,de regulă, orientate perpendicular pe direcţia axelor cutelor.In cazul în

BCU "MIHAI EMINESCU" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

care axele cutelor nu se menţin paralele, secţiunile vor putea fidirijate după o linie frîntă, indicîndu-se pe hartă punctele de schimbare a direcţiei.

Se execută mai întîi profilele morfologice, pe care se transpun limitele geologice, poziţiile stratelor, precum şi axele cutelor. Pentru trasarea cu exactitate a limitelor în adîncime, se foloseşte aşa-zisa metodă a razelor. In acest scop, se ridică perpendiculare pe fiecare linie de înclinare. Din punctele de intersecţie a două perpendiculare se trasează, succesiv, cu ajutorul compasului mersul limitelor în cadrul sectorului respectiv (fig. 158). Metoda se foloseşte în situaţia în care formaţiunile delimitate cartografic au grosimi constante, determinînd limite paralele. In momentul în care intervin variaţii de grosime, desenul geometric se corectează în conformitate cu grosimile respective. Cînd secţiunea se efectuează în apropierea unei zone de periclin, mersul limitelor în adîncime se poate trasa utilizînd unghiul de coborîre axială (fig. 155).

7. Reprezentarea cartografică a faliilor, decroşărilor şi şariajelor

Cartarea faliilor presupune recunoaşterea lor în teren, prin observarea aflorimentelor, a lucrărilor miniere, uneori chiar a morfologiei reliefului, punîndu-se, astfel, în evidenţă, contacte anormale între formaţiuni de vîrstă diferită; în regiuni monotone sub raport litologic şi stratigrafic, identificarea lor este mai greoaie din lipsa unor repere sigure.

Odată determinate direcţia, sensul şi valoarea înclinării planelor de falie, se poate trece apoi la figurarea lor pe harta geologică. Aspectul cartografic al faliilor va depinde de structura geologică a regiunii, de relief şi de tipul faliilor.

Regiuni cu formaţiuni orizontale (structuri primare). Dacă formaţiunile orizontale sînt afectate de falii verticale, indiferent de relief, ele apar pe hărţi prin linii drepte, în lungul cărora vin în contact formaţiuni de vîrstă diferită. Aşa cum se observă şi în fig. 159, are loc o repetare a succesiunilor, depozite-

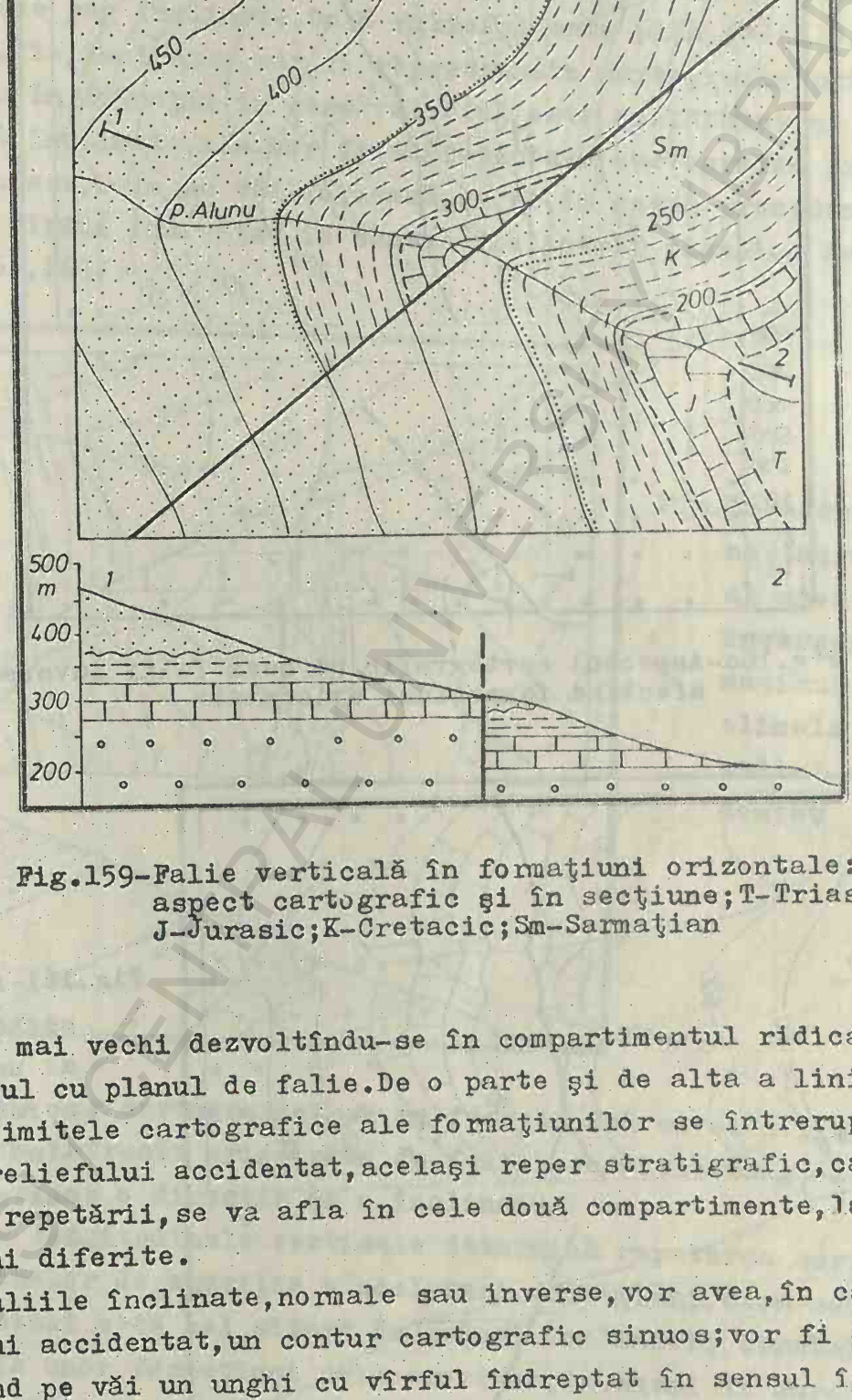


Fig.159-Falie verticală în formaţiuni orizontale: aspect cartografic şi în secţiune;T-Triasic; J-Jurasic;K-Cretacic;Sm-Sarmaţian

le cele mai vechi dezvoltîndu-se în compartimentul ridicat,la contactul cu planul de falie.De o parte şi de alta a liniei de falie,limitele cartografice ale formaţiunilor se întrerup.In cazul reliefului accidentat,acelaşi reper stratigrafic,ca urmare a repetării,se va afla în cele două compartimente,la altitudini diferite.

Faliile înclinate,normale sau inverse,vor avea,în cazul reliefului accidentat,un contur cartografic sinuos;vor fi convexe ,formînd pe văi un unghi cu vîrful îndreptat în sensul înclinării planului de falie(fig.16o,161).Săritura verticală a unei falii care dislocă formaţiuni orizontale,se va determina prin diferenţa de nivel la care se găseşte acelaşi orizont reper,în cele două compartimente.

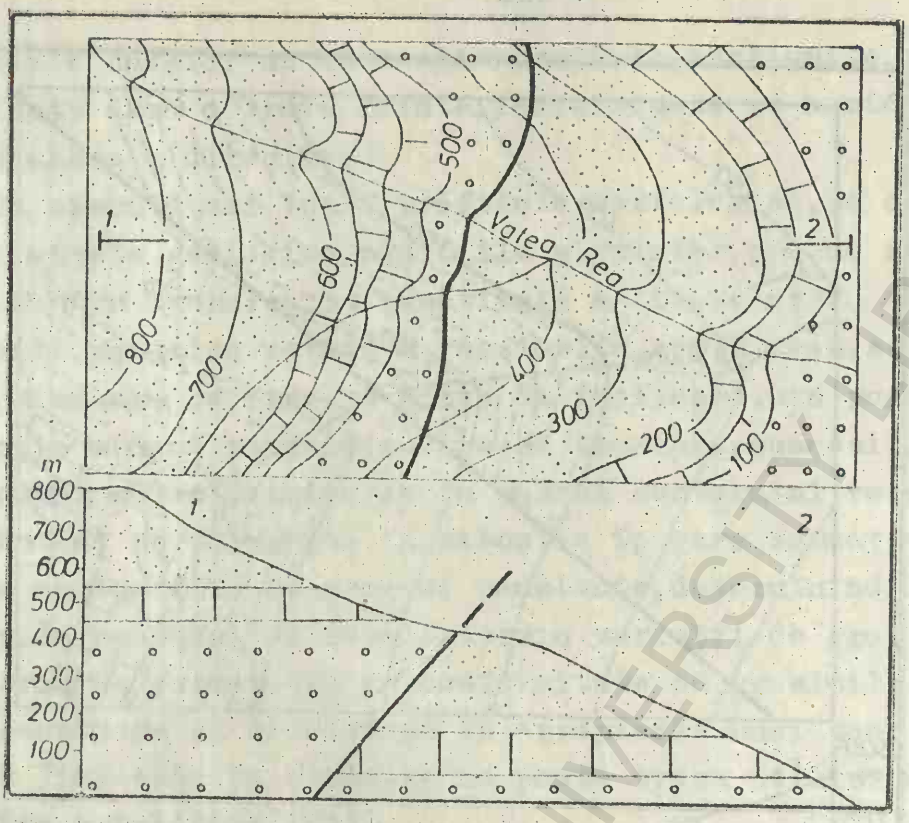


Fig.160-Aspectul cartografic al unei falii inverse, afectînd formaţiuni orizontale

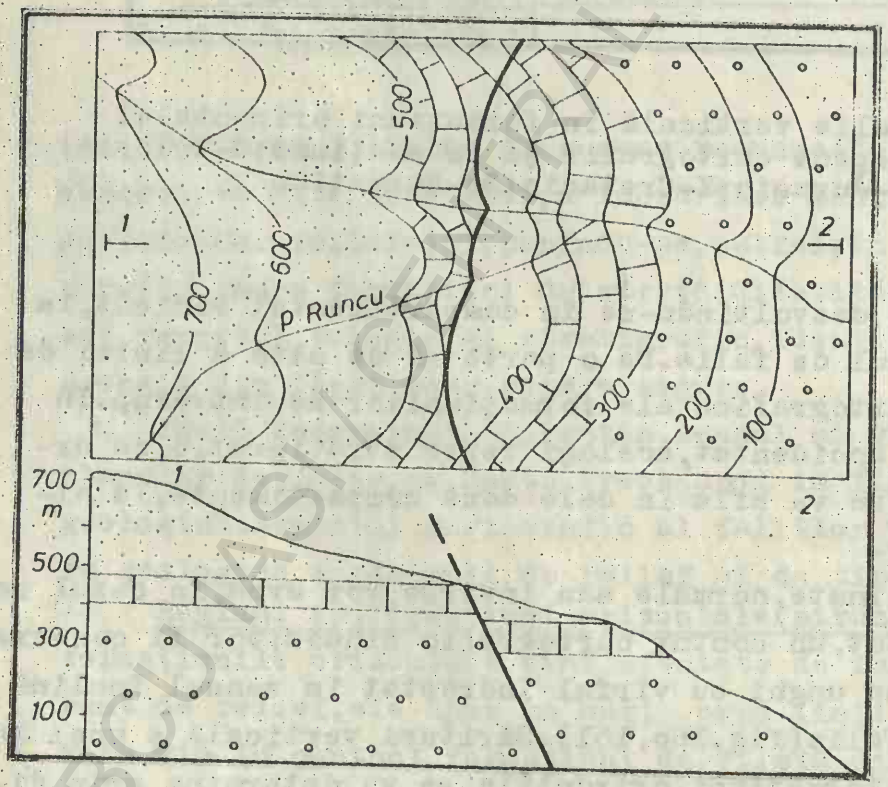


Fig.161-Aspectul cartografic al unei falii normale, afectînd formaţiuni orizontale

Regiuni cu strate monoclinale. In asemenea regiuni putem întîlni falii longitudinale, transversale sau oblice şi care pot fi verticale sau înclinate. Dacă relieful este plan, faliile, fie verticale, fie înclinate, vor fi reprezentate cartografic prin linii drepte. In situaţia în care relieful este accidentat şi faliile sînt înclinate, ele vor fi reprezentate cartografic prin linii sinuoase, care pe văi formează, ca şi în cazul precedent, unghiuri cu vîrful îndreptat în sensul înclinării planelor de falie (fig.162,163).

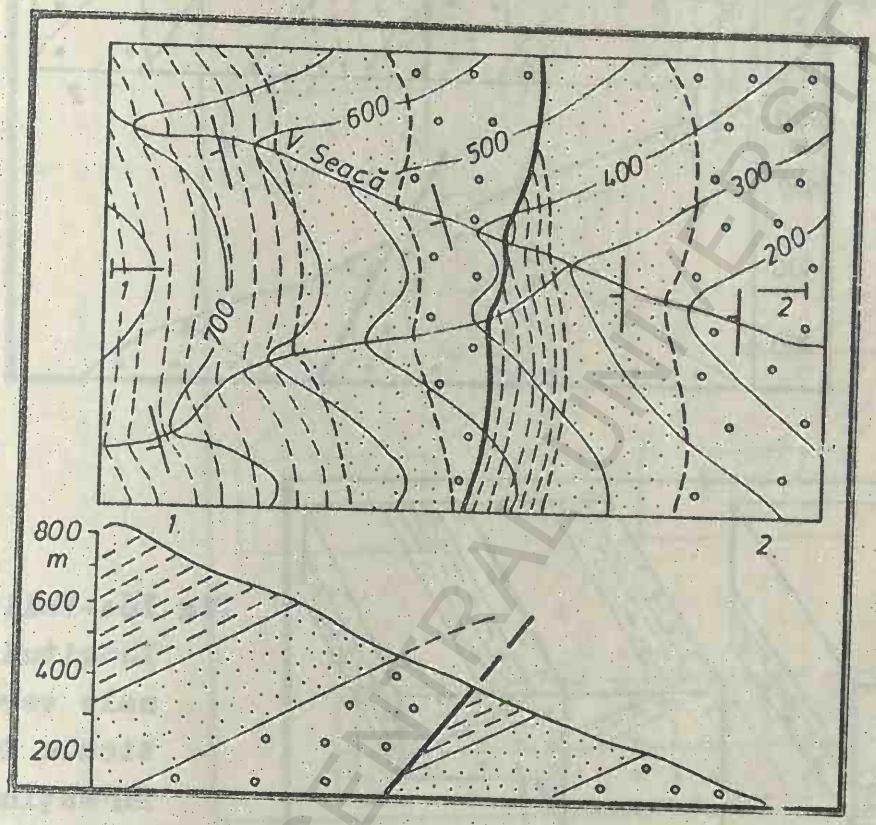


Fig.162-Aspectul cartografic al unei falii inverse; formaţiuni monoclinale şi relief accidentat

Trasarea lor cartografică se va face la fel ca şi a limitelor geologice, întrucît orice plan de falie are elemente geometrice similare, adică o direcţie şi o înclinare.

Faliile longitudinale verticale determină repetarea cartografică a zonelor de apariţie a aceloraşi formaţiuni, dacă compartimentul ridicat este cel situat în sensul înclinării stratelor şi dispariţia unor formaţiuni prin eroziune, în cazul în care compartimentul ridicat este cel situat în sensul opus înclinării stratelor (fig.164).

Faliile longitudinale înclinate au efecte asemănătoare cu

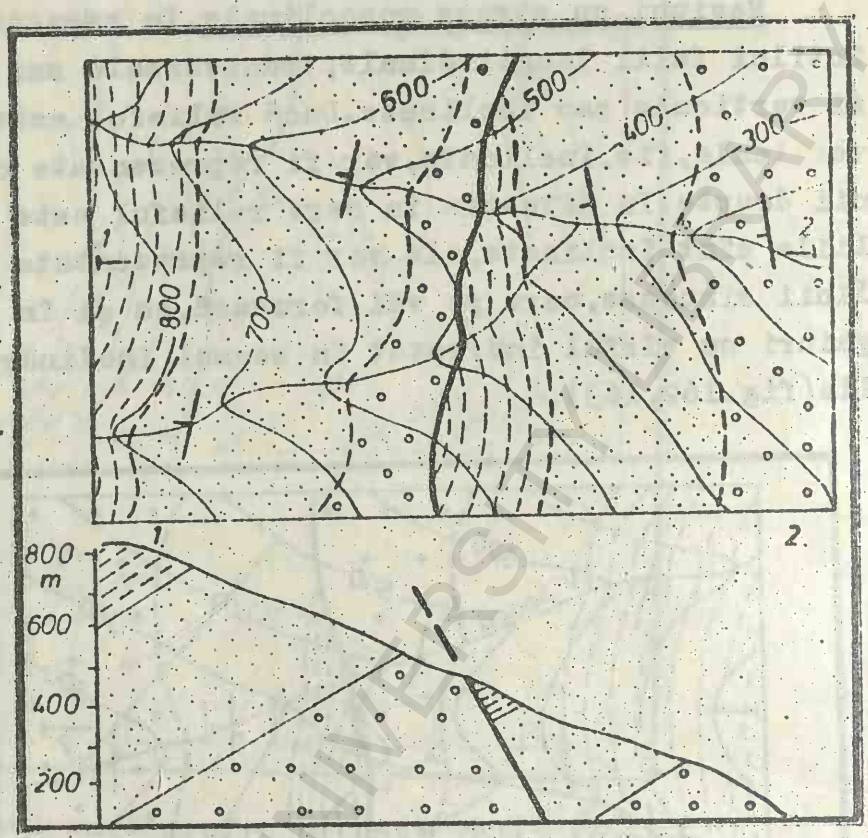


Fig.163- Aspectul cartografic al unei falii normale: formaţiuni monoclinale şi relief accidentat

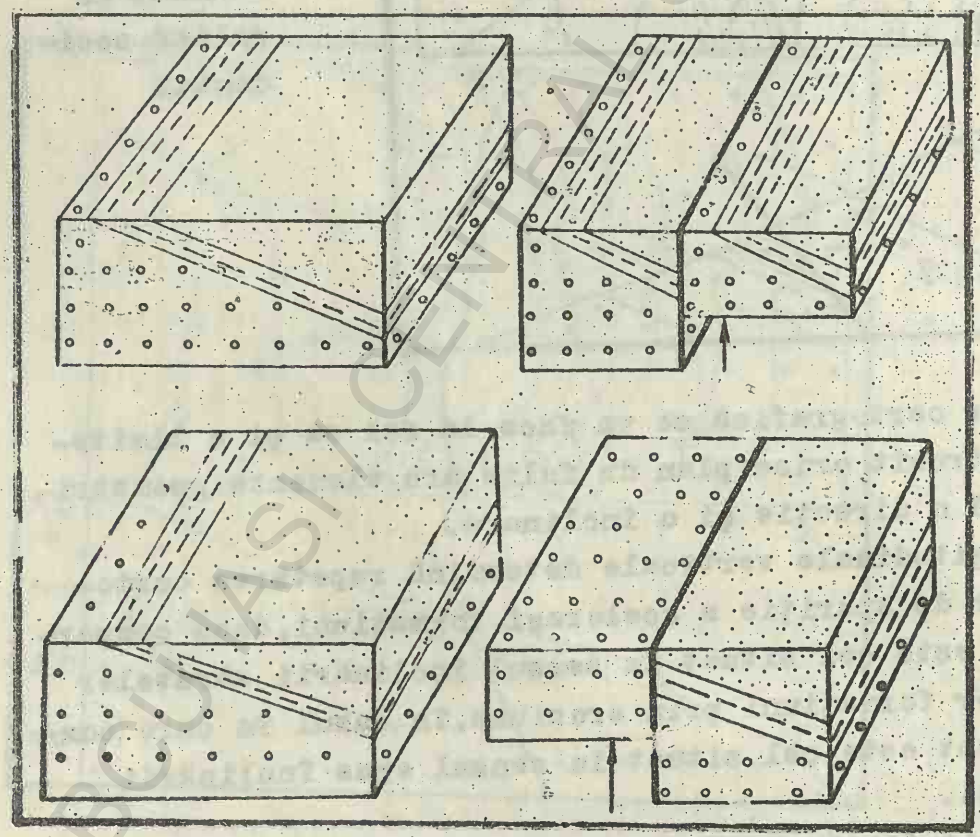


Fig.164-Falii longitudinale verticale în formaţiuni monoclinale (din S. Pauliuc, 1962)

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

cele verticale, în sensul că, după faliile inverse are loc o repetare a zonelor de apariţie a aceloraşi formaţiuni, în timp ce, după faliile normale, anumite formaţiuni se reduc sau dispar cartografic, fiind îndepărtate prin eroziune în compartimentul ridicat.

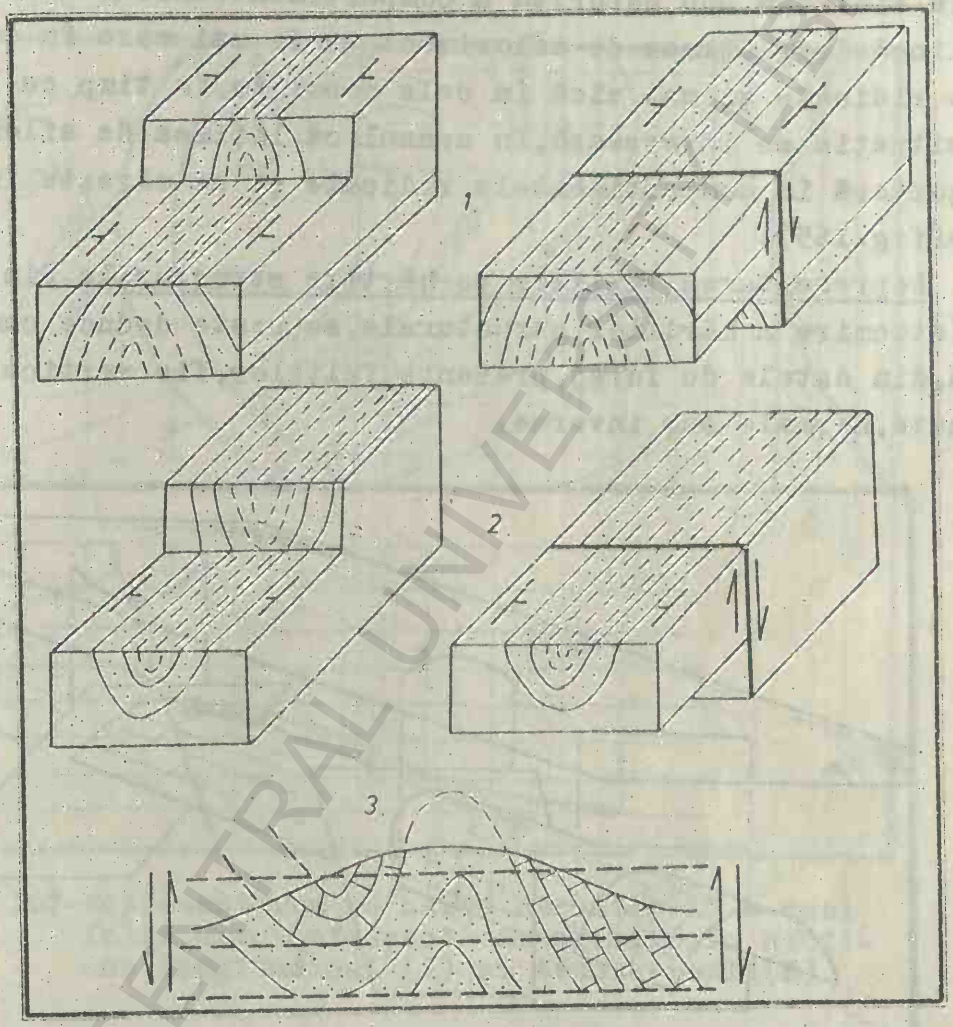


Fig.165-Relaţia dintre lăţimea de afloriment şi poziţia coborîtă sau ridicată a compartimentelor unei cute, afectate de o falie transversală (după Weber din Sapfirov, 1982): 1. Cută anticlinală; 2. Cută sinclinală; 3. Schematizare pentru ambele tipuri de cute

Regiuni cu structuri cutate. Ca şi în cazul structurilor monoclinale, în regiunile cutate se pot distinge falii transversale, longitudinale şi oblice şi care la rîndul lor pot fi verticale sau înclinate.

Faliile direcţionale pot determina o repetiţie a formaţiuni-

lor din flancul unei cute sau o lărgire ori îngustare a unuia din flancuri.In cazul în care cutele anticlinale sau sinclinale sînt afectate de falii transversale,lăţimile de afloriment şi de aici aspectul lor cartografic se va diferenţia după felul cutei şi poziţia ridicată sau coborîtă a compartimentelor.Astfel,în cazul anticlinalelor,lăţimea de afloriment va fi mai mare în compartimentele ridicate şi mai mică în cele coborîte,în timp ce la sinclinale,situaţia se inversează,în sensul că,lăţimea de afloriment se micşorează în compartimentele ridicate şi se măreşte în cele coborîte(fig.165).

Reprezentarea faliilor pe hărţile structurale.Din modalitatea de întocmire a hărţilor structurale,se poate deduce cum se determină,din datele de foraj,prezenţa faliilor,fie verticale,fie înclinate,normale sau inverse.

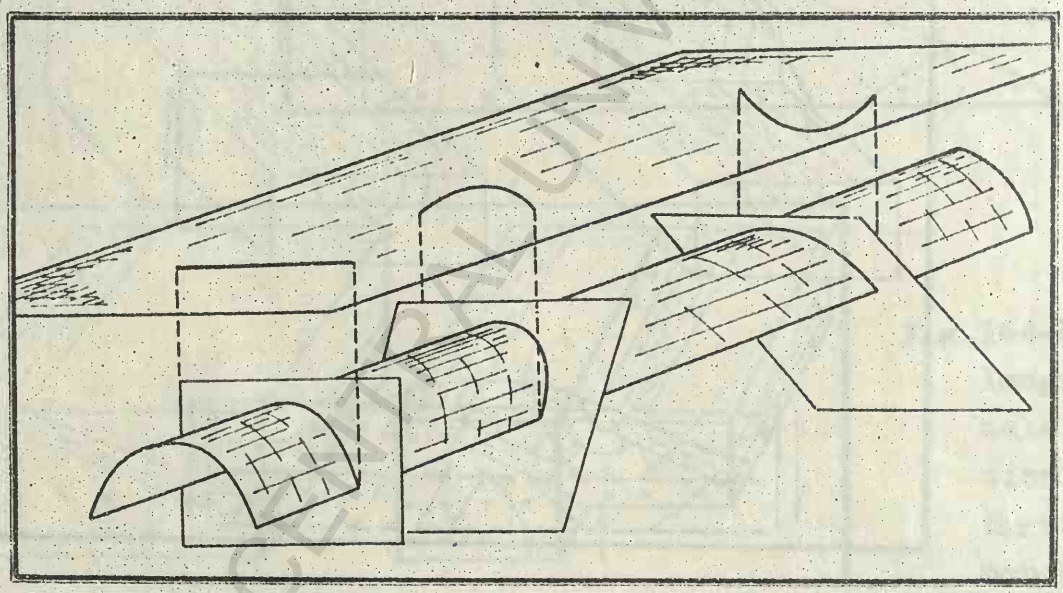


Fig.166-Proiecţia pe un plan orizontal a intersecţiilor dintre o suprafaţă hemicilindrică, asimilabilă unui anticlinal şi un plan vertical sau înclinat;se observă,cum convexitatea proiecţiei este inversă înclinării planelor de intersecţie

Conturul lor cartografic rezultă din intersecţia planului de falie cu forma structurală a orizontului reper redată prin izobate(anticlinale,sinclinale,hemianticlinale,domuri,cuvete).Faliile verticale vor fi reprezentate prin linii drepte,indiferent

de forma structurală pe care o afectează orizontul reper, întrucît este vorba de proiecţia pe planul orizontal a intersecţiei acestei forme cu un plan vertical(fig.166);pe linia de falie,izobatele prezintă o deplasare în sensul înclinării stratelor în compartimentul ridicat.

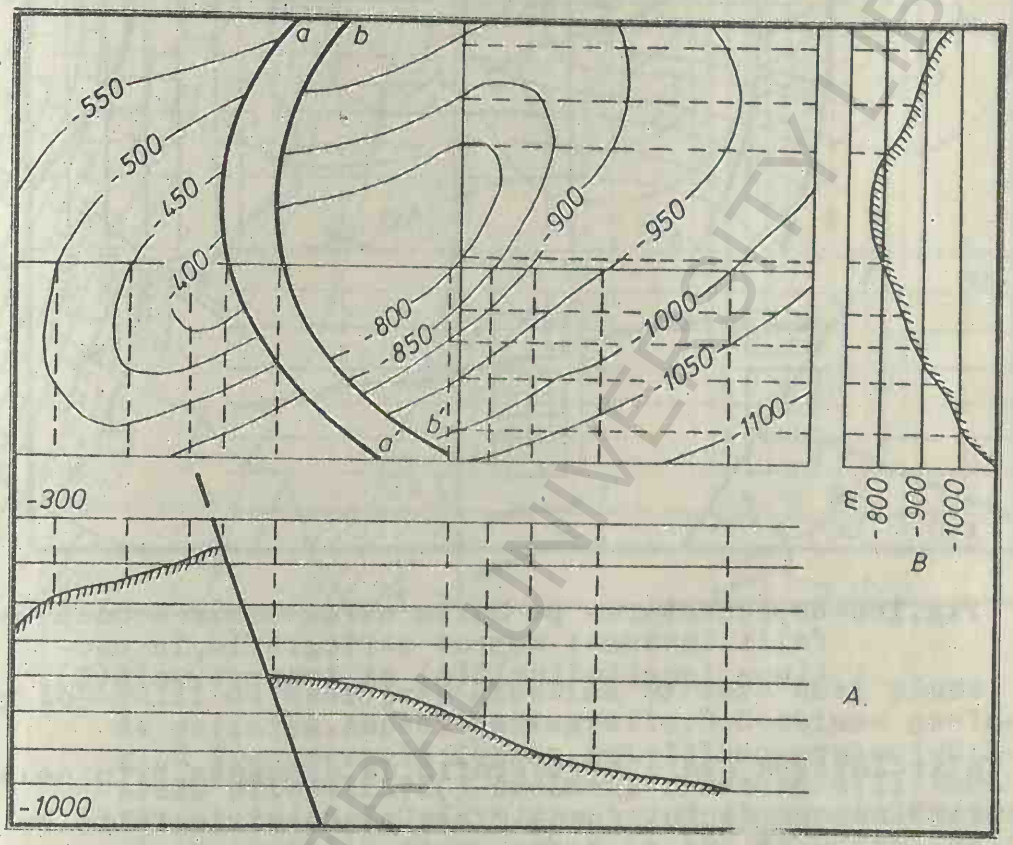


Fig.167-Reprezentarea pe harta structurală a unei falii normale:aspect cartografic,în secţiune longitudinală(A) şi transversală(B)

O falie normală se reprezintă pe hartă prin două linii curbe,care întrerup izobatele;prima linie(aa')reprezintă intersecţia dintre orizontul reper şi planul faliei în compartimentul ridicat iar a doua(bb'),aceeaşi intersecţie în compartimentul căzut(fig.167).

In spaţiul dintre cele două linii,orizontul reper lipseşte ,nefiind figurate nici izobatele.Distanţa dintre cele două linii materializează săritura orizontală a faliei,adică deschiderea ei, constituind distanţa cu care s-au îndepărtat cele două compartimente unul de altul;această distanţă va fi proporţională cu mărimea săriturii orizontale.

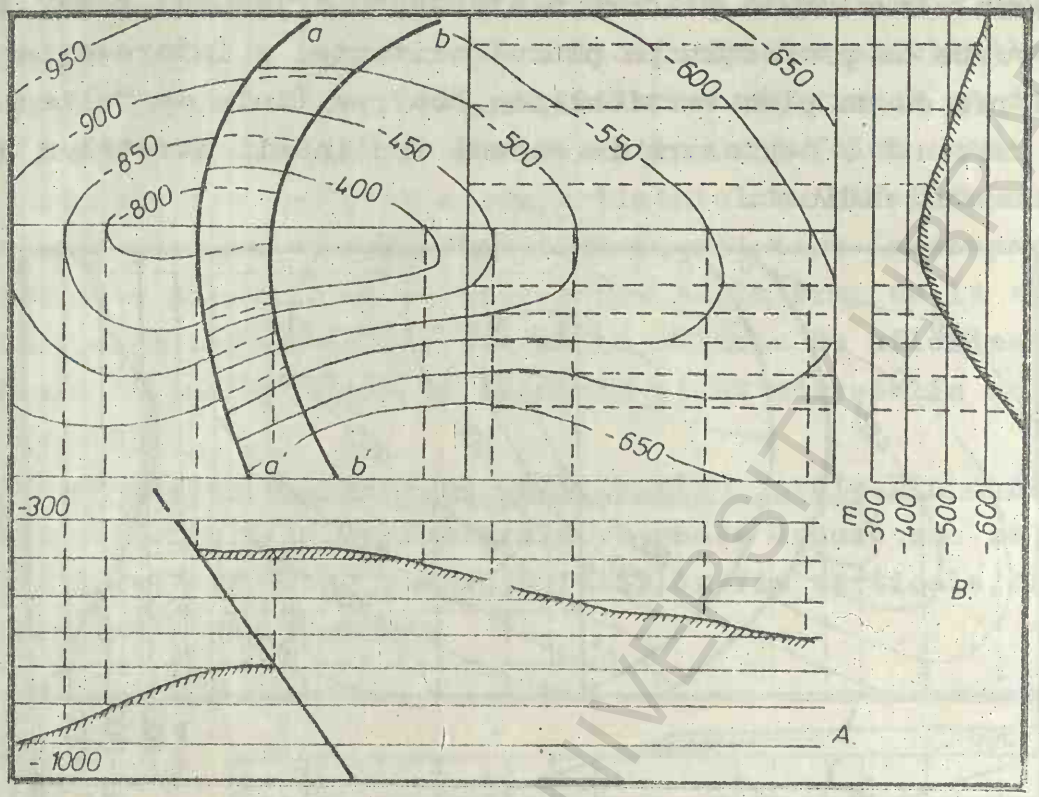


Fig.168-Reprezentarea pe harta structurală a unei falii inverse: aspect cartografic, în secţiune longitudinală(A) şi transversală(B)

O falie inversă apare cartografic, de asemenea, prin cele două linii sinuoase de intersecţie ale planului de falie cu compartimentul ridicat şi cel coborît(fig.168). Distanţa dintre liniile curbe reprezintă de data aceasta acoperirea faliei, adică distanţa cu care s-au apropiat şi s-au suprapus cele două compartimente.

In spaţiul dintre cele două linii, orizontul reper se află atît deasupra cît şi sub planul de falie. Din acest motiv, în spaţiul respectiv se vor trasa izobatele, cu linii întrerupte pentru compartimentul căzut şi cu linii continui pentru compartimentul ridicat. Orientarea convexităţii celor două linii curbe, în cazul structurilor de domuri sau structurilor anticlinale este inversă sensului de cădere a planului de falie, în timp ce pentru sinclinale şi cuvete cele două elemente vor avea acelaşi sens.

Decroşările. Ca şi în cazurile precedente, aceste accidente tectonice trebuiesc mai întîi determinate în teren. In cazul formaţiunilor orizontale, omogene, decroşările nu pot fi puse în evi-

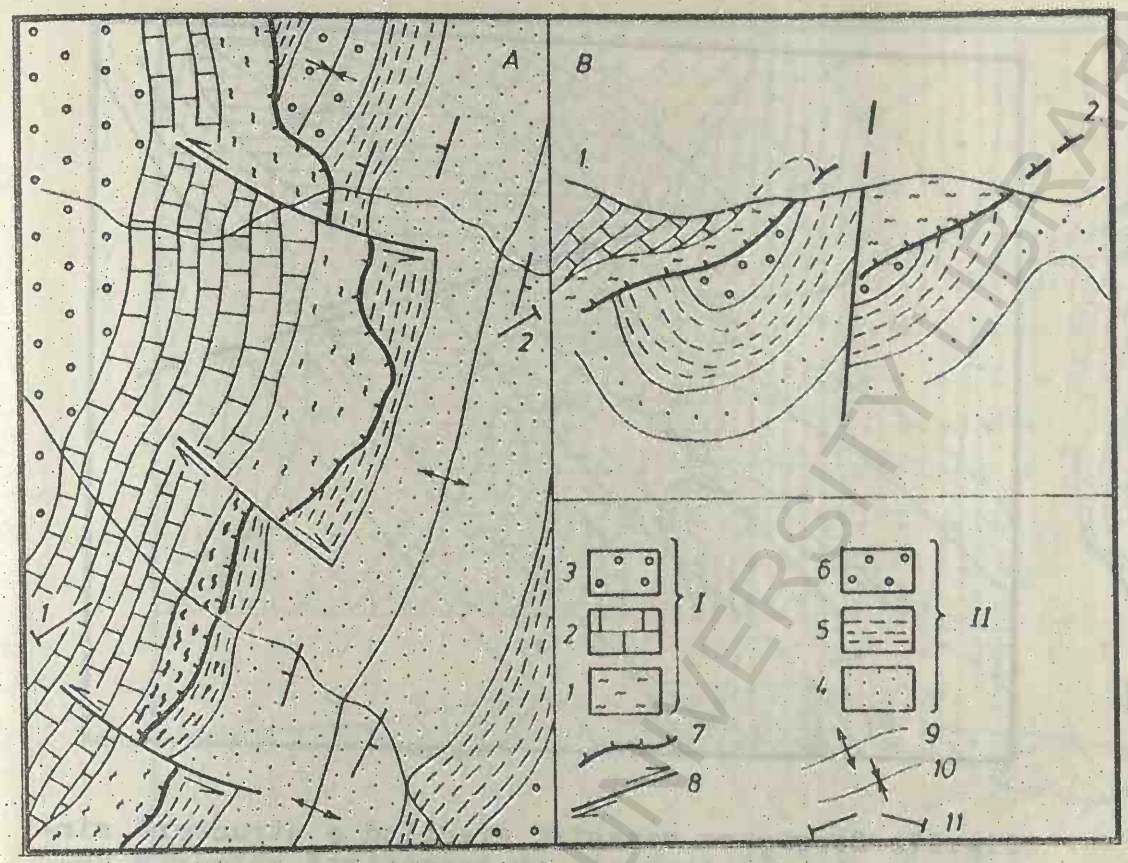


Fig.169-Falii de decroşare afectînd bordura unei pînze de şariaj:A.Aspect cartografic;B.Secţiune geologică transversală;I-Zona cristalino-mezozoică;1-soclu cristalin;2,3-sedimentar mezozoic;II-Zona Flişului;4,5,6-Gresii,argile,conglomerate-Cretacic;7-şariaj;8-decroşare;9,1o-axe de anticlinal şi sinclinal drept;11-direcţia secţiunii

denţă,decît prin întreruperea şi deplasarea unor falii mai vechi sau a unor filoane;lucru este valabil şi pentru structurile monoclinale.In structurile cutate ele nu modifică arealele cartografice,aşa cum se întîmplă la faliile transversale,ci produc doar o de plasare pe orizontală a axelor cutelor sau a altor elemente structurale,cum ar fi bordurile unor pînze de şariaj(fig.169,17o). Cartografic,pe capetele decroşărilor se figurează săgeţile pentru a indica sensul deplasării compartimentelor.Mărimea decroşării se calculează după distanţa,redusă la scara hărţii,măsurată în lungul decroşării între acelaşi reper stratigrafic de pe cele două compartimente(fig.17o).

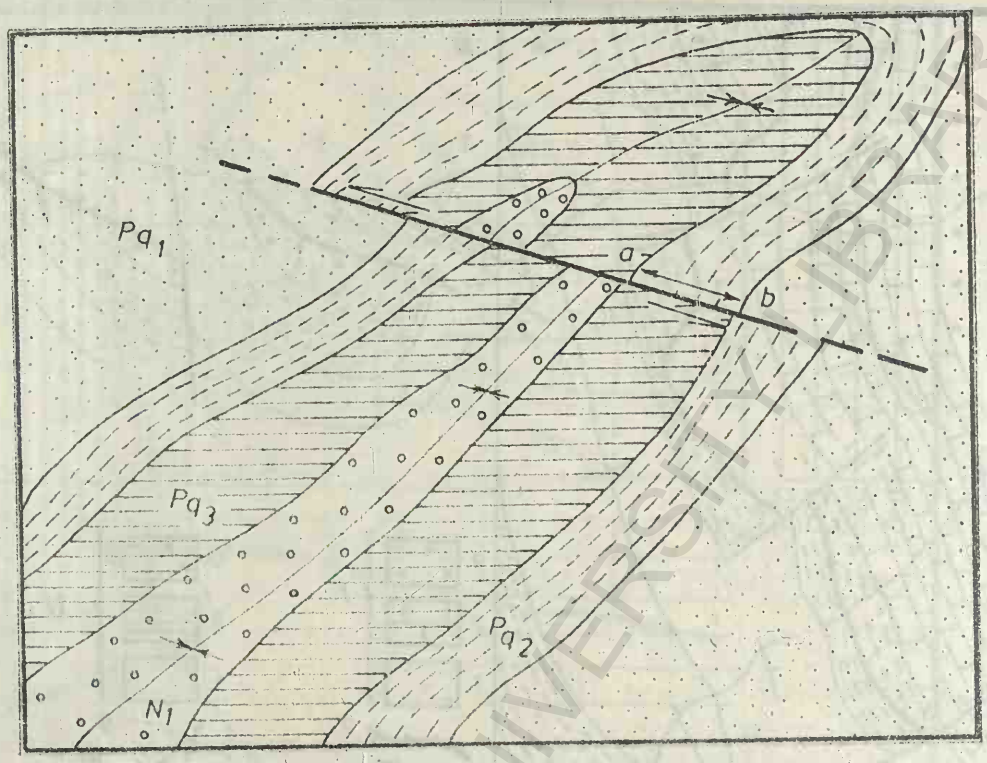


Fig.170-Decroşare senestră afectînd o structură sinclinală;distanţa ab reprezintă valoarea deplasării orizontale dintre cele două compartimente decroşate

Sariajele.Cartografic,pînzele de şariaj se conturează printr-o linie mai groasă,culinioare scurte,perpendiculare pe ea şi îndreptate întotdeauna spre corpul pînzei.Semnul cartografic de pînză dispare în cazul în care contactul anormal este mascat fie de depozite posttectonice,transgresive,fie de depozite cuaternare;în ultimul caz se mai obişnuieşte ca el să fie trasat prin linii întrerupte.

Conturul cartografic al pînzelor este extrem de sinuos,fiind un rezultat al eroziunii şi mai rar al formei iniţiale,rezultate în urma avansării.Pe văi,unde eroziunea este mai activă, fruntea pînzelor se retrage,formînd mici golfuri cu vîrful îndreptat în sensul înclinării planului de şariaj,pe interfluvii, bordura acestora,fiind,din contra,mai avansată;forma rezultată din ambele cazuri poartă numele de contur festonat.

Evidenţierea unei pînze de şariaj poate fi făcută prin foraje sau dedusă din cartare,în urma căreia rezultă cartografic,

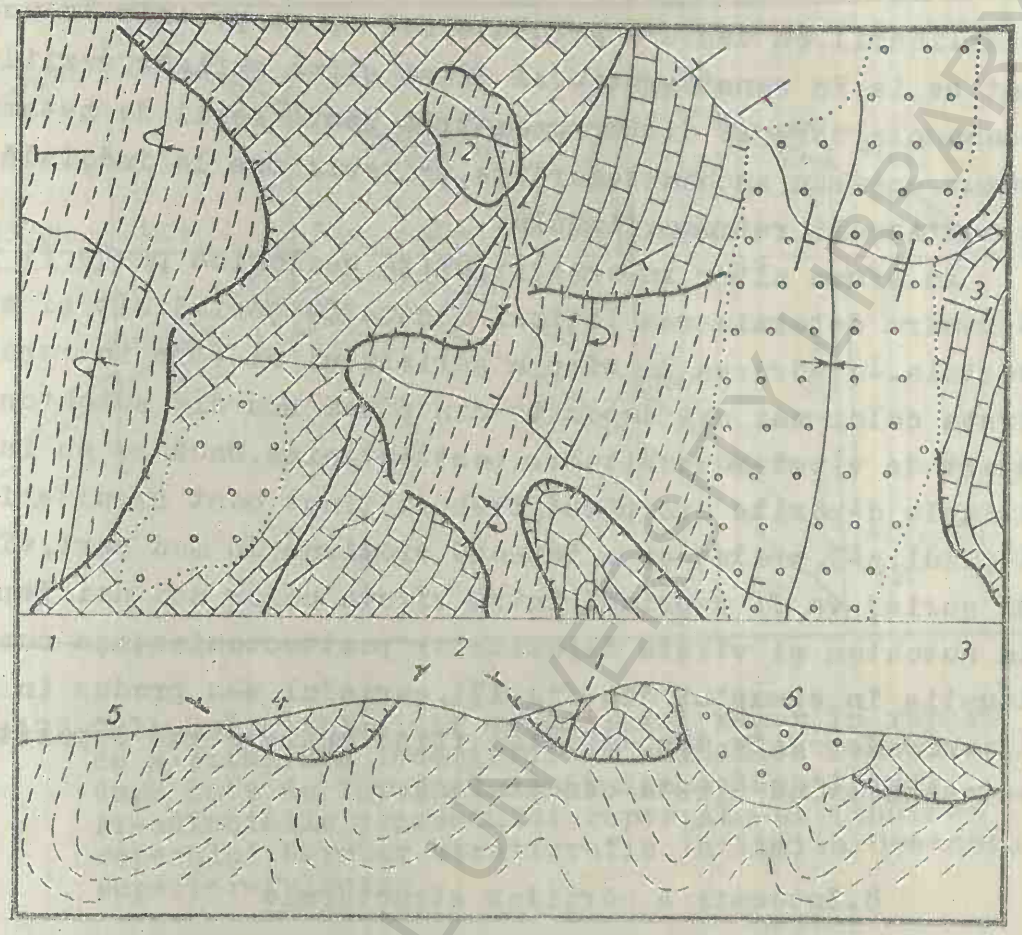


Fig.171-Pînză de decolare gravitaţională,cu elementele necesare determinării vîrstei şariajului (aspect cartografic şi în secţiune):1,2,3-direcţia secţiunii geologice;4.Formaţiune calcaroasă în pînză(Jurasic);5.Argile(Apţian-autohton);6.Conglomerate posttectonice(Cenomanian)

ferestre tectonice,semiferestre sau petice de acoperire(fig.171).

Suprapunerea anormală a unor formaţiuni mai vechi peste formaţiuni mai noi stratigrafic,nu este singurul caz ce se realizează pe calea şariajelor;pot fi întîlnite şi situaţii în care se suprapun două stive de depozite de aceeaşi vîrstă,dar de faciesuri diferite,ceea ce denotă că s-au acumulat în două bazine primare distincte,sau chiar depozite mai noi peste mai vechi;în ultimul caz separarea unităţilor structurale şariate este mai greu de făcut.

Mai dificilă apare rezolvarea problemei în stivele cristalofiliene,prealpine,pentru care criteriul paleontologic în decelarea raporturilor anormale de tipul şariajelor lipseşte sau es-

te aplicabil, cu destulă greutate, cel sporo-polinic. In mod frecvent se ia în considerație, ca fiind stive șariate, seriile catamezozonale care se dispun geometric peste serii de metamorfism scăzut, epi-sau anchimetamorfice, criteriu pus la îndoială însă, de partizanii retromorfismului.

In afara altor informații, harta geologică poate fi utilizată pentru determinarea lățimii minime de șariaj cît și a vîrstei acestuia. Incadrarea în timp a șariajului se face în raport de vîrsta celor mai noi depozite din pînză sau din autohton, sau în raport de vîrsta depozitelor posttectonice. Dacă se au în vedere ultimele depozite din pînză, trebuie ținut cont că, ulterior șariajului, s-a produs și o intensă eroziune. In mod cert, vîrsta unui șariaj va fi cuprinsă între vîrsta celor mai noi depozite din autohton și vîrsta depozitelor posttectonice; așa cum apare situația în exemplul din fig. 171, șariajul s-a produs în Albian, ultimele depozite din autohton fiind apțiene iar depozitele posttectonice avînd vîrsta cenomaniană.

8. Intocmirea hărților structurale

Elementele plicative, anticlinalele și sinclinalele, cît și domurile și cuvetele pot fi reprezentate cartografic atît prin intermediul hărților geologice propriu-zise cît și prin intermediul hărților cu izobate, numite și hărți structurale. Considerăm, deși încetățenită, denumirea de hărți structurale, mai puțin adecvată, întrucît termenul este prea general, neexistînd, de fapt, hărți geologice care să nu redea aspecte structurale (tectonice) și care totuși nu pot fi comparate cu hărțile cu izobate.

Pe o asemenea hartă, forma cutelor se redă cu ajutorul unor curbe care unesc punctele de egală altitudine ale unei suprafețe structurale reper, față de un plan de referință. Curbele respective poartă numele de izobate (gr. isos=egal; bathus=adîncime). Planul de referință se consideră, în mod obișnuit, zero marin, în timp ce suprafața structurală reper poate fi o limită stratigrafică, suprafața unui nivel litologic specific sau de interes (tuf, cărbuni) sau un strat seismic reflectator.

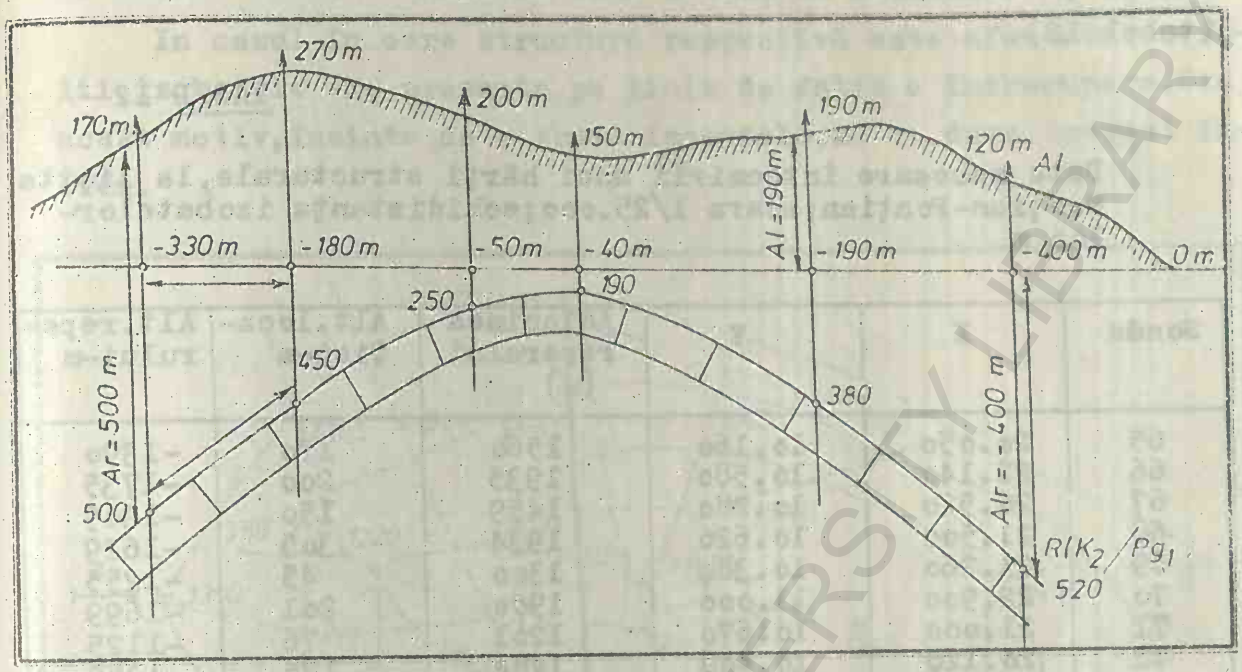


Fig.172-Calculul altitudinii orizontului reper, în raport de altitudinea locaţiilor şi adîncimea reperului, după date de foraj: Al-altitudinea locaţiilor; Ar-adîncimile orizontului reper; Alr-altitudinea reperului; R-reper stratigrafic la limita Cretacic superior-Paleocen

Faţă de hărţile geologice obişnuite, hărţile structurale sau cu izobate, prezintă o utilitate în plus, în sensul că, ele pot reda forma cutelor ascunse. Hărţile cu izobate, redînd reliefuI cutelor, devin indispensabile în industria petrolului şi gazelor, atît pentru dirijarea lucrărilor de explorare şi exploatare cît şi a calculului rezervelor. Pe asemenea hărţi se poate determina adîncimea orizontului reper în orice punct, calculînd diferenţa de nivel dintre cota punctului respectiv şi altitudinea la care se găseşte orizontul reper.

In mod obişnuit, construirea hărţilor cu izobate se face pe baza datelor din foraje sau a datelor geofizice. Pentru întocmirea hărţii pe baza datelor din foraje, sînt necesare următoarele date (fig.172; tabel 12): coordonatele locaţiilor, adîncimile orizontului reper rezultate din foraje şi altitudinile locaţiilor.

După alegerea scării la care se va realiza harta respectivă, se vor plasa cartografic, în raport de coordonatele lor, locaţiile. In dreptul fiecărei locaţii se va nota altitudinea orizontului reper, care se calculează algebric, prin diferenţa dintre cota lo-

caţiei şi adîncimea la care a fost întîlnit reperul respectiv (tabel 12).

TABEL 12

Date necesare întocmirii unei hărţi structurale, la limita Meoţian-Ponţian; scara 1/25.ooo; echidistanţa izobatelor-1oo m

Sonda	X	Y	Adîncimea reperului (m)	Alt.locaţiei-m	Alt.reperului-m
65	2o.o5o	1o.16o	156o	17o	-139o
66	22.14o	1o.58o	1935	2oo	-1735
67	2o.52o	1o.28o	1459	15o	-13o9
68	21.5oo	1o.62o	1934	3o5	-1629
69	21.26o	1o.38o	13oo	45	-1255
7o	22.9oo	11.ooo	19oo	2o1	-1699
71	21.ooo	1o.67o	12o1	76	-1125
72	2o.12o	1o.4oo	1484	125	-1359
73	21.44o	11.o8o	172o	34o	-138o
74	21.76o	11.12o	1611	1o1	-151o
75	22.25o	1o.94o	1869	2o4	-1665
76	23.18o	11.17o	198o	3o6	-1674
77	22.74o	11.32o	1735	14o	-1595
78	22.1oo	11.3oo	1636	88	-1548
79	21.35o	11.o3o	1498	93	-14o5
8o	2o.46o	1o.58o	1272	52	-122o
81	2o.1oo	1o.86o	1476	91	-1385
82	23.15o	11.53o	1816	87	-1729
1o5	21.o4o	1o.98o	1378	175	-12o3
1o8	2o.82o	11.34o	1597	3o2	-1295
1o9	2o.41o	11.o4o	1527	2o7	-132o
11o	21.59o	11.5oo	1728	138	-159o
115	22.42o	11.66o	1642	42	-16oo
117	2o.8oo	11.62o	1887	112	-1775
12o	21.3oo	11.65o	1759	117	-1642
122	21.95o	11.84o	1871	161	-171o

După obţinerea reţelei de foraje se unesc punctele de locaţie din aproape în aproape prin linii drepte. Pe dreptele respective, se înscriu prin interpolare punctele corespunzătoare echidistanţei alese pentru izobate (fig.173). Logic, dreptele respective cît şi distanţele dintre punctele obţinute, reprezintă de fapt, în cazul unui anticlinal, proiecţia căderii în adîncime a orizontului reper. In final, izobatele se obţin prin unirea din aproape în aproape, prin linii continui a punctelor de aceeaşi altitudine.

In cazul în care structura respectivă este afectată de falii, izobatele vor prezenta pe linia de falie o întrerupere. Din acest motiv, înainte de a trasa izobatele, se va duce traseul faliei.

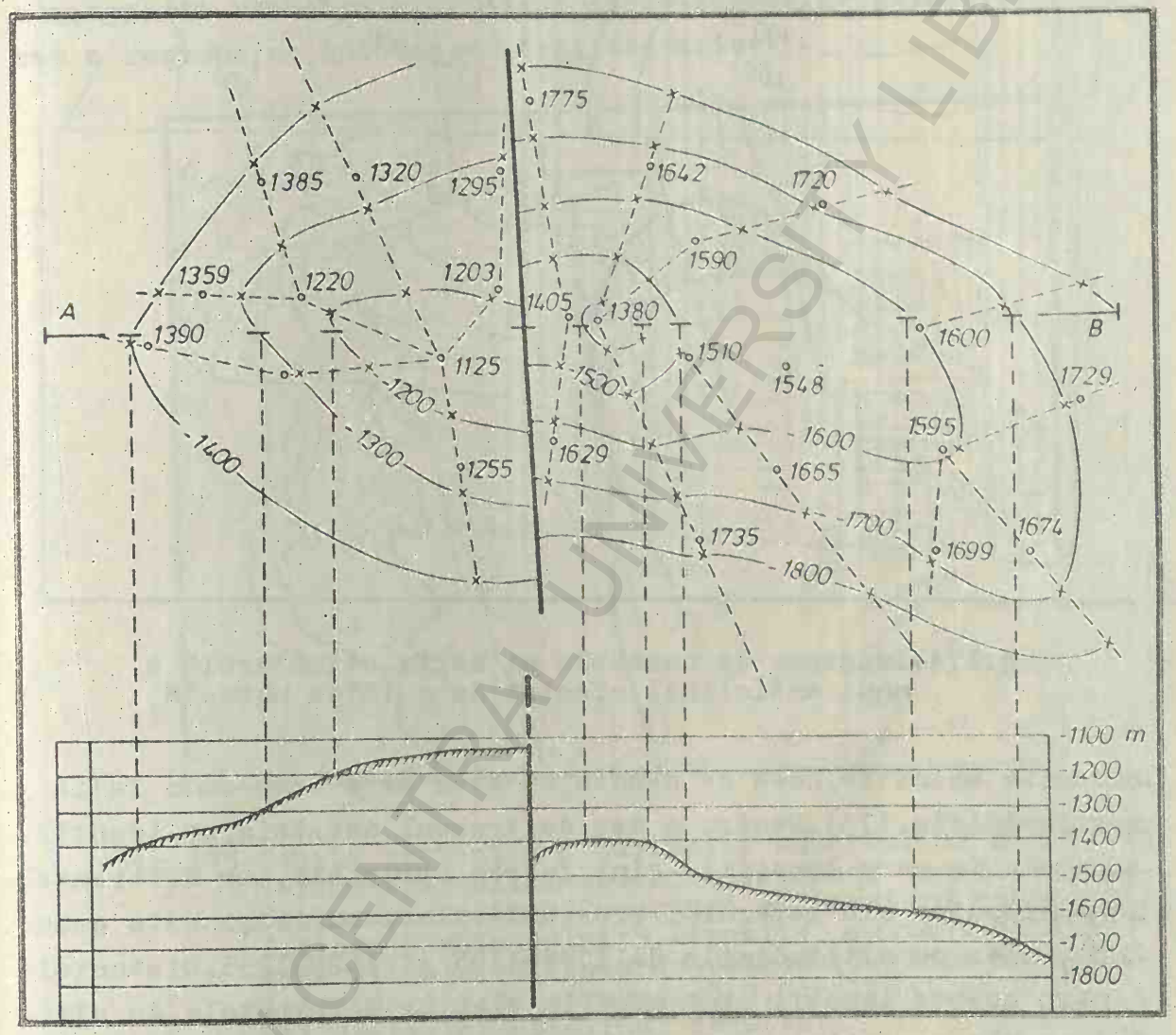


Fig.173-Intocmirea unei hărţi structurale pe baza datelor de foraj; A-B. secţiune longitudinală

Natura faliilor se va deduce din datele de foraj. In cazul unei falii inverse, reperul se va întîlni în foraje de două ori, ca urmare a acoperirii, în timp ce la faliile normale vor fi foraje în care el nu va fi interceptat din motivul deschiderii faliei.

In cazul concret luat în discuţie, nu avem nici unul din

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

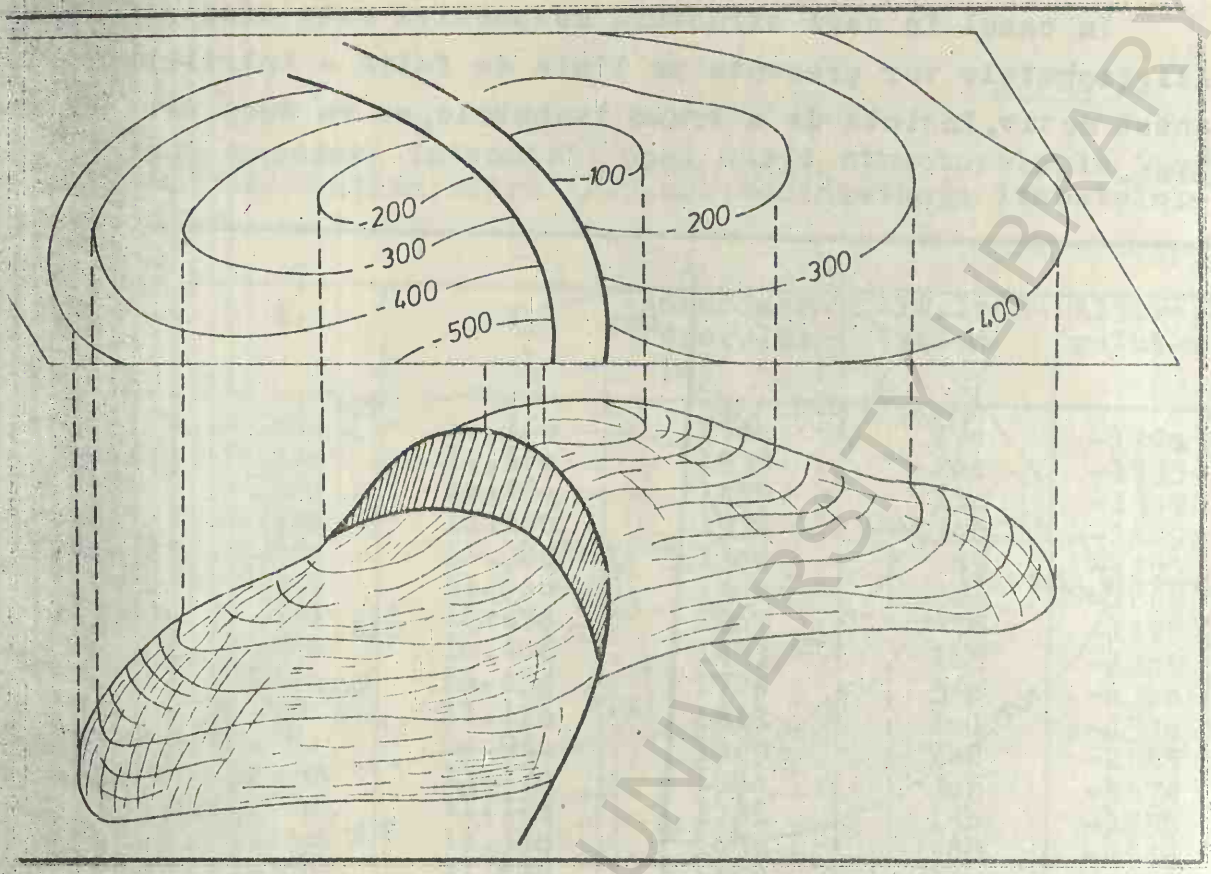


Fig.174-Imaginea de ansamblu şi harta structurală a unui anticlinal afectat de o falie normală

cazurile amintite,ceea ce denotă că avem de a face cu o falie verticală(fig.173).Pentru a decide traseul acesteia,se identifică punctele în care locaţiile sînt foarte apropiate,iar diferenţele de altitudine ale reperului prezintă valori mari.Aşa este cazul locaţiilor cu altitudinile de 1775-1295 şi 1629-1255.Distanţele dintre aceste locaţii sînt mici,în timp ce diferenţele de altitudine ale reperului sînt mari,încît ar urma să trasăm pe un spaţiu restrîns,un număr mare de izobate.Spre exemplu,între locaţiile cu altitudinile de 1775 şi 1295 m ar urma să trasăm izobatele de 17oo,16oo,15oo,14oo şi 13oo m,ceea ce indică o cădere abruptă a reperului,care nu poate fi tradusă decît ca fiind un plan de fractură.Săritura faliilor în cazul hărţilor structurale se calculează prin diferenţa dintre valorile a două izobate care coincid pe linia de falie.Cît priveşte alura faliilor inverse şi normale pe hărţile structurale,ea a fost tratată la capitolul precedent.

9.Intocmirea hărţilor şi a schiţelor tectonice

Pentru o imagine de ansamblu a evoluţiei geologice,adică a cunoaşterii principalelor etape structogenetice prin care a trecut o regiune,se întocmesc hărţi tectonice.

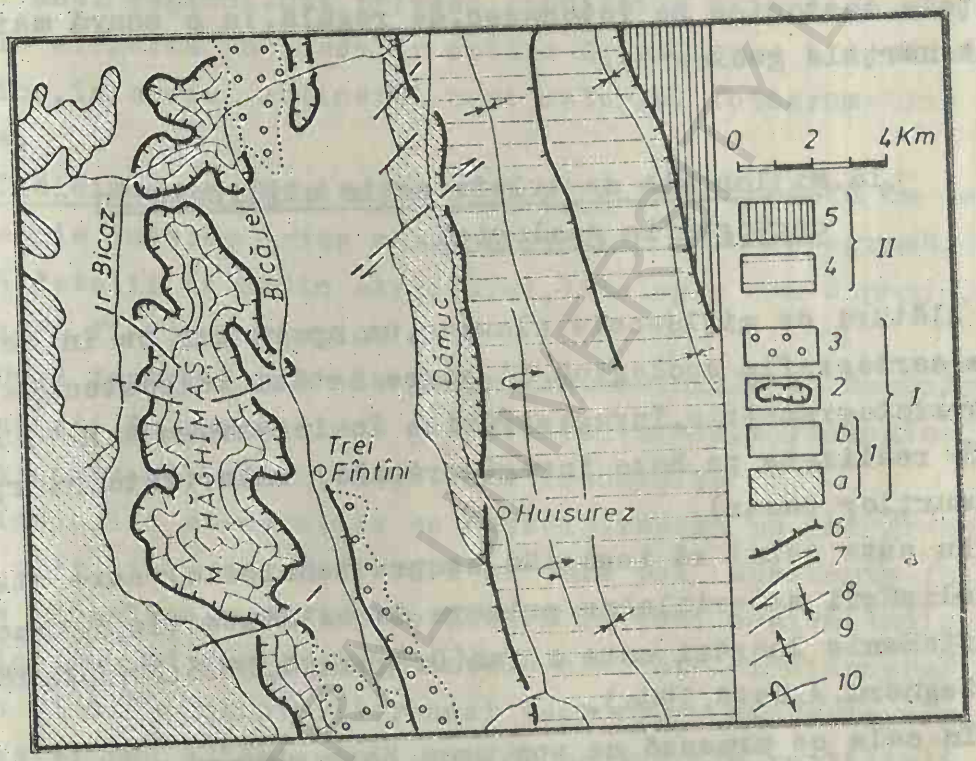


Fig.175-Schiţa tectonică a bazinului superior al Bicazului I-Zona cristalino-mezozoică:1.Pînza bucovinică;a. Soclu cristalin;b.Cuvertură sedimentară mezozoică; 2.Pînza Hăghimaşului;3.Depozite posttectonice;II-Zona Flişului:4.Pînza de Ceahlău;5.Pînza de Teleajen;6.Sariaj;7.Decroşare;8,9.Sinclinal şi anticlinal drept;lo.Anticlinal deversat

In principiu,pe o hartă tectonică se reţin,în exclusivitate ,elementele structurale,delimitîndu-se regiunile cutate,mobile, inclusiv avantfosele de regiunile de platformă,rigide.Zonele cutate se vor separa după ciclurile orogenice în care s-au definitivat,în timp ce platformele se conturează în funcţie de vîrsta cutării şi consolidării fundamentului.

Pe fondul unităţilor majore se figurează apoi,structurile de ordin inferior cum ar fi:anticlinorii,sinclinorii,pînzele de

şariaj cu elementele lor asociate(ferestre, semiferestre, petic etc.), decroşările, cutele cu caracterul lor normal sau vergent, faliile; în cazul platformelor, anteclizele şi sineclizele.

Aceeaşi ierarhizare a elementelor de ordin structural trebuie făcută şi în cazul cînd harta tectonică priveşte o regiune mai restrînsă, fiind vorba de fapt de o schiţă de hartă tectonică aşa cum se poate observa şi în exemplul din fig.175. Hărţile şi schiţele tectonice se întocmesc, de regulă, la o scară mai mică decît hărţile geologice.

10. Mijloacele de teledetecţie utilizate în cartografia geologică

Alături de mijloacele clasice, un aport din ce în ce mai mare în cartografia geologică îl aduce astăzi teledetecţia şi anume aerofotogrametria, înregistrările în infraroşu termic sau imaginile realizate pe baza înregistrărilor radar(fotointerpretarea mozaicurilor radar).

Nu este cazul să insistăm asupra tehnicilor care stau la baza realizării materialelor primare de teledetecţie, întrucît există suficiente lucrări care o fac(Drăghindă, 1966; Donisă, Tövissi, 1980; Zegheru, Albotă, 1980).

In cele ce urmează ne vom opri doar asupra unuia din domeniile teledetecţiei şi anume aerofotogrametria, insistînd asupra condiţiilor de utilizare a acesteia şi mai ales a indicilor de descifrare geologică a fotogramelor.

Eficienţa lucrărilor fotogeologice stă în raport direct cu gradul de fragmentare a reliefului, de deschidere a rocilor din substrat, de complexitatea structural-geologică a regiunii, cît şi de condiţiile climatice.

Fragmentarea reliefului este una din condiţiile de care depinde volumul de informaţii de ordin geologic pe care ni-l poate oferi o regiune. Din acest punct de vedere, rezultatele cele mai bune le oferă fotogramele regiunilor puternic fragmentate, cu reţea hidrografică densă şi dezvoltarea accentuată a microreliefurilor. Gradul de acoperire ridicat a unei regiuni, fie prin

vegetaţie, fie prin învelişul de sol, reduce în mod firesc posibilitatea descifrării elementelor geologice.

Alcătuirea geologică influenţează şi ea eficienţa lucrărilor de descifrare prin intermediul fotogramelor, în sensul că, regiunile cu complexitate geologică mare, oferă posibilităţi mai largi prin mozaicul litologic şi structural, înscris în microrelieful unei regiuni. Cît privesc condiţiile climatice, ele se referă la alegerea perioadelor optime de aplicare a metodelor aerologice, în scopul obţinerii unui material fotogrametric de calitate.

Indiciile de descifrare geologică. Prin indiciu de descifrare trebuie înţeles orice element vizibil pe o fotogramă, care reflectă detalii de ordin structural, litologic sau dinamic, adică un proces fizico-geologic.

După factorii care le generează, indiciile de descifrare se pot împărţi în următoarele grupe: structurale, morfologice, biotice, antropice şi indicii legate de fotografie.

Indiciile structurale se materializează pe fotograme sub forma unor linii sau contururi şi care pot reprezenta falii, strate monoclinale, sistem de fisuri în roci masive. Indiciile morfologice includ aspectele generale ale reţelei hidrografice şi a mezo şi microreliefurilor unei regiuni, ca expresie directă litologiei sau a tectonicii. Astfel, sectoarele rectilinii ale văilor pot fi rezultatul înscrierii lor pe anumite aliniamente tectonice sau contacte litologice direcţionale, după cum aspectul radiar poate sta în legătură cu un dom în curs de ridicare. In acelaşi sens, prezenţa micro sau mezoreliefurilor cu morfologie carstică, trădează prezenţa în substrat a rocilor carbonatate sau a gipsurilor. Indiciile biotice se referă, în rpincipal, la aspectul învelişului vegetal, cu caracteristicile impuse de rocă, sol, pantă sau alţi factori de influenţă.

Descifrarea litologiei. Diferitele categorii de roci se vor distinge pe fotograme după culoare, stratificaţie, şistozitate sau fisuraţie. Se vor recunoaşte complexe litologice cu anume particularităţi, urmînd ca precizările petrografice să se facă prin analiza lor în teren.

Rocile magmatice se caracterizează, în general, prin rezisten-

ţa ridicată la eroziune,motiv pentru care se vor pune în evidenţă prin eroziune selectivă.Corpurile magmatice intruzive se disting pe fotograme prin lipsa stratificaţiei,uniformitatea coloristică şi reţeaua densă de fisuri cu desen caracteristic.

Dyke-urile se vor evidenţia prin forma lor rectilinie şi prin nuanţa de culoare distinctă faţă de rocile limitrofe;filoanele aplitice şi pegmatitice se vor deosebi prin culoarea lor mai deschisă,în timp ce filoanele bazice vor prezenta nuanţe închise.Metamorfitele vor determina versanţi evazaţi,cu convexitate largă,în timp ce gnaisele şi micaşisturile vor da reliefuri apropiate de cel al magmatitelor intruzive.

Rocile sedimentare se recunosc,mai ales,după prezenţa stratificaţiei şi după particularităţile pe care le imprimă reliefului.Astfel,rocile cimentate,cum ar fi conglomeratele şi gresiile masive,generează reliefuri cu pante abrupte şi pereţi stîncoşi. Complexele argiloase vor impune reliefului pante şterse şi puternic înierbate.Rocile carbonatate se vor distinge prin culoarea relativ d chisă,prezenţa formelor carstice şi a pereţilor abrupţi.

Descifrarea structurii.Include determinarea direcţiei şi înclinării formaţiunilor,identificarea cutelor,a faliilor sau a sistemului de fisuri în cazul corpurilor magmatice.

Pe baza unor strate reper sau a limitelor geologice dintre formaţiuni observabile pe fotograme,în raport de relieful plan sau fragmentat,se poate aprecia direcţia şi înclinarea stratelor. După sinuozitatea acestor limite se poate aprecia valoarea înclinării.In acest sens trebuiesc avute în vedere deformările înclinărilor de strate,deformări care sînt cu atît mai mari,cu cît ne situăm mai departe de centrul fotogramei.

Anticlinalele şi sinclinalele se identifică pe baza înclinării divergente sau convergente a formaţiunilor din flancuri,conexată cu observaţiile pe zonele de plonj.Faliile se pot evidenţia prin apariţia unor trepte de relief,date de repetarea anumitor formaţiuni cu comportament diferenţiat la eroziune,prin prezenţa unor văi cu traseu rectiliniu sau dispariţia bruscă a unor structuri cutate.

In concluzie, se poate spune că, mijloacele de teledetecţie sînt nu numai un auxiliar indispensabil al activităţii de cartare geologică, dar ele au devenit astăzi, un serios punct de sprijin în prospecţiunea de substanţe minerale utile. Succesul aplicării lor rămîne un atribut al gradului în care sînt stăpînite criteriile de analiză a materialelor fotogeologice şi anume criteriile stratigrafice, litologice, structurale, magmatogene şi chiar geomorfologice.

Cap.VII STRUCTURILE TECTONICE DE DISTENSIUNE

Structurile de distensiune sînt destul de frecvente în scoarţa Pămîntului şi se produc la toate scările, de la nivel continental sau subcontinental pînă la nivel regional şi local.

1. Distensiunea la scara Globului

Structurile de acest nivel sînt rezultatul unor forţe distensionale la care sînt supuse plăcile litosferice, atît în domeniul lor continental cît şi cel oceanic.

a) Distensiunea în plăcile continentale. Cel mai tipic exemplu de distensiune continentală, cu repercursiuni asupra aspectului structural al scoarţei, se întîlneşte pe continentul african. Este vorba de depresiunile alungite care traversează întreg teritoriul de est al Africii, constituind de fapt nişte văi de rift şi pe care sînt amplasate marile lacuri ale acestui continent. Acestea sînt limitate de abrupturi rectilinii, reprezentînd de fapt relieful faliilor normale, rezultate din eforturile de distensiune. Distensiunea este provocată de supunerea plăcii africane la o tensiune de tracţiune spre vest şi est, reprezentînd o continuare a procesului de desmembrare a continentului Gondwana (Illies, 1981).

Aceste fracturi continentale sînt acompaniate de un magmatism bazic, uneori cu edificare de conuri importante, cum sînt cele ale Kenyei, Kilimandjaro, Kivu, etc,, cît şi de mişcări seismice. După depozitele care au fost afectate de faliile care mărginesc văile de

rift, declanşarea distensiunii se plasează la începutul Miocenului, continuînd pînă în Pleistocen (Tiercelin, Faure, 1978). Unii autori (Mattauer, 1980) cred că în prezent fenomenul de distensiune şi fracturare a plăcii africane este pe cale de diminuare, în timp ce alţii (Dietz, Holden, 1970), presupun că peste 50 de milioane de ani, toată partea somaleză a Africii va deveni insulară, constituind o viitoare placă est-africană. Zona riftului african corespunde la o anomalie gravimetrică negativă ce se extinde pe mai mult de 1000 km lărgime, fiind dată de o subţiere a scoarţei; fracturările superficiale ale scoarţei, nu sînt, aşa dar, decît o consecinţă a fenomenelor profunde, petrecute în mantaua superioară (fig. 177).

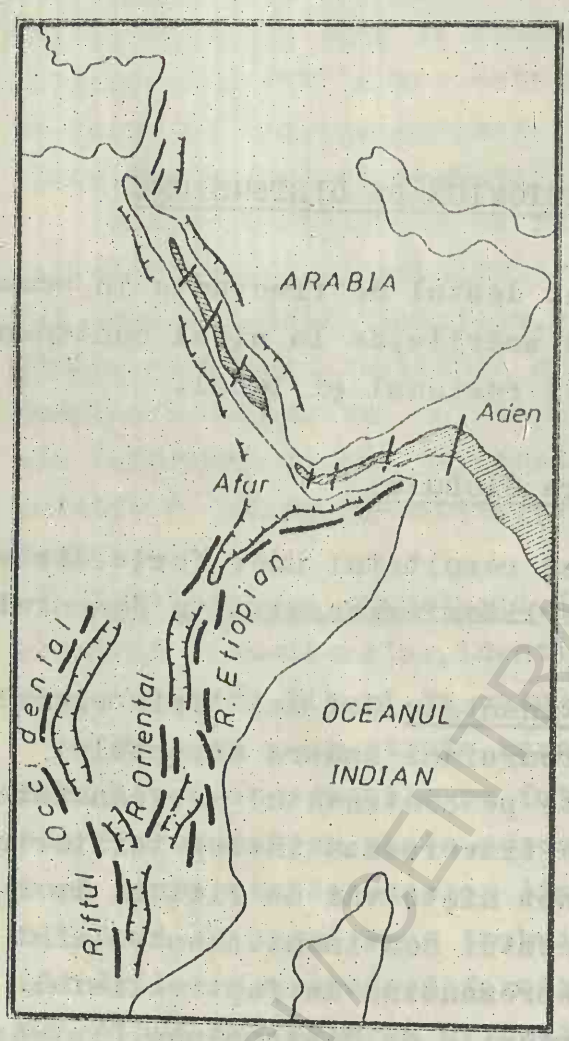


Fig. 176 - Riftul continental est-african şi legătura lui cu riftul M. Roşii prin triunghiul Afar (după Tiercelin şi Faure, 1978; Darracot et al., 1973)

Triunghiul Afar se prezintă ca o depresiune cu zone joase, sub nivelul mării şi escarpamente ce ating 1000 m faţă de platourile africane. El pune în legătură riftul african cu riftul Mării Roşii. Tectonic, zona este foarte activă, cu o expansiune de 1 cm/an, uneori cu episoade violente.

Datele geofizice indică, aici dispariţia totală a crustei sialice, cu ridicarea astenosferei emisiuni de lave bazice şi edificarea unei adevărate cruste oceanice. Reprezintă, aşadar, un adevărat rift oceanic, altădată sub nivelul apelor (dovadă prezenţa evaporitelor), în prezent, în mod inexplicabil subaerian. M. Roşie, are toate caracterele morfologice ale unui rift de o mai mare anvergură, fapt demonstrat de afundarea puternică a regiunii, care a permis invazia

apelor şi punerea ei în legătură cu oceanul mondial.Studiile geofizice au arătat că M.Roşie are o crustă cu caracter oceanic.

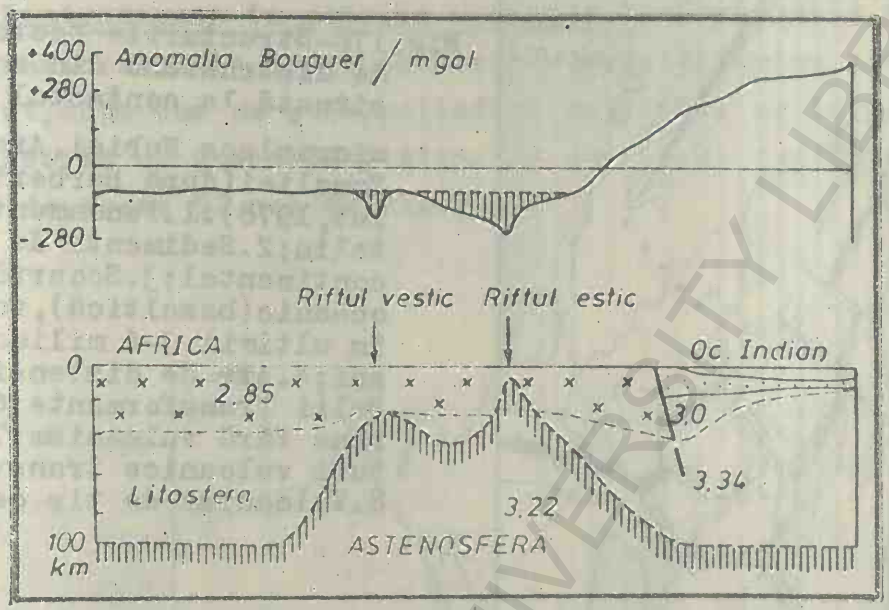


Fig.177-Secţiune prin zona de rifturi africane,indicînd legătura dintre anomalia gravimetrică şi fenomenele care afectează partea superioară a mantalei(din Girdler,1981)

Adîncimea discontinuităţii Moho,de cca lo km,este specifică oceanelor,deşi Marea Roşie nu depăşeşte 2ooo m adîncime(Kahle şi Talwani,1981).Faptul reprezintă rezultatul unei distensiuni de amploare,provocînd o lărgire de cîteva sute de km şi provocînd o adevărată oceanizare.

Structogenetic,riftul Mării Roşii evoluează prin deplasarea blocului arabic în raport cu blocul african,după o rotaţie senestră mai redusă ca valoare înspre vest decît spre regiunea estică(fig.179).

Interesant este că,riftul Mării Roşii se pune în legătură prin golful Aden cu riftul dorsalei Oceanului Indian,şi că,fracturile care însoţesc zona cuprinsă între golful Aqabah şi Liban, pe care se amplasează M.Moartă,corespund unor decroşări senestre, conforme cu paralelele polului de expansiune a microplăcii arabe.

In afara riftului african şi cel al Mării Roşii se mai citează ca structuri de distensiune continentală,celebrul rift incipient al lacului Baical,situat în zona plăcii eurasiatice.Ide-

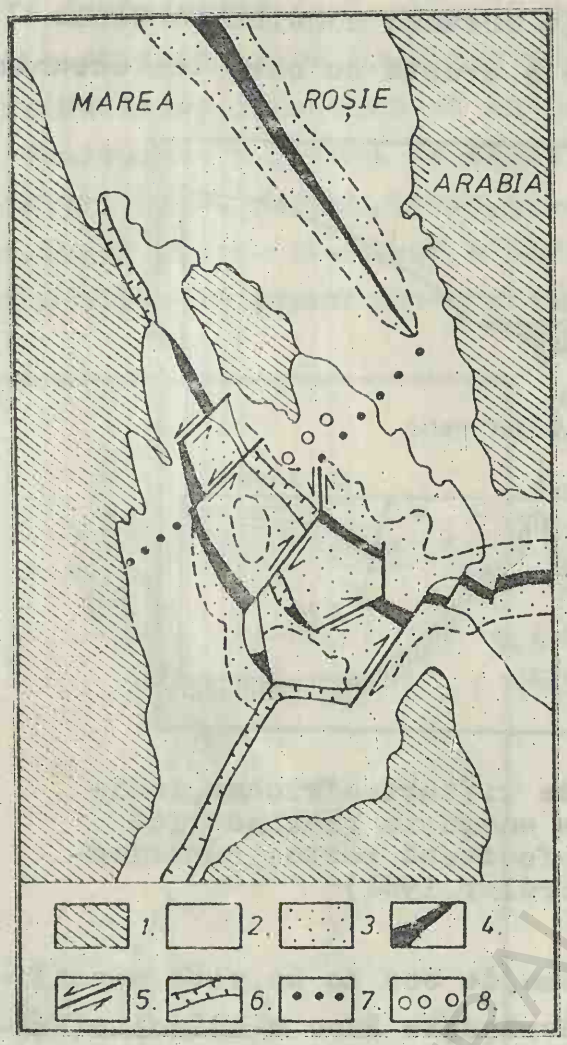


Fig.178-Structurile tectonice de distensiune din zona Afar, situată la contactul dintre microplaca Nubiei, Arabiei şi Somaliei (după Barberi şi Varet, 1978): 1. Fundament cristalin; 2. Sedimente de rift continental; 3. Scoarţă de tip oceanic (bazaltică), formată în ultimii 3-4 milioane de ani; 4. Axe de distensiune; 5. Falii transformante; 6. Grabene fără vulcanism; 7. Structuri vulcanice transversale; 8. Vulcanism de tip central

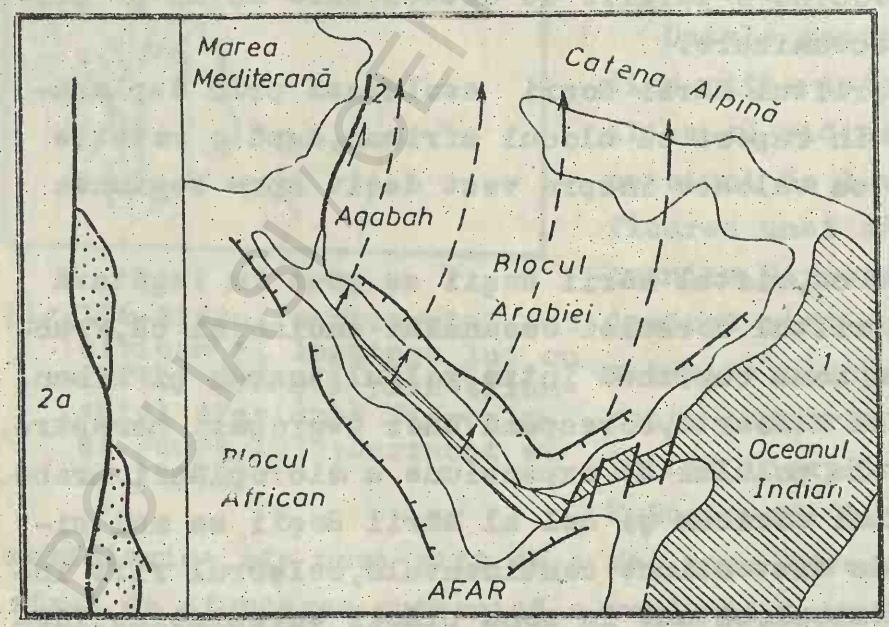


Fig.179-Mecanismul de formare a riftului M.Roşii (din Mattauer, 1980): 1. Dorsala Oceanului Indian şi legătura sa cu riftul M.Roşii; 2-2a. Decroşările senestre din zona Aqabah-M.Moartă, asociate cu grabene de transtensiuni

ea riftului Baical se sprijină nu numai pe elemente morfologice dar şi pe faptul că, pe acest traseu se înregistrează o anomalie pozitivă a fluxului caloric.

b) Distensiunea în plăcile oceanice. Distensiunile din domeniul oceanic stau la originea dorsalelor medio-oceanice (riduri), care sînt, după cum se ştie, reliefuri submarine cu lărgimi de pînă la 1ooo km cu denivelări atingînd 4ooo m şi desfăşurate ca o centură de peste 52.ooo km (fig.7).

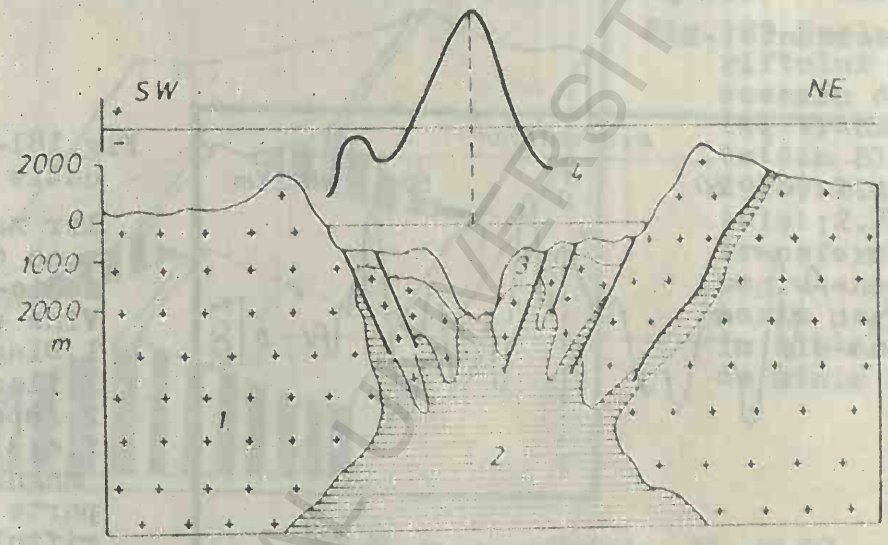


Fig.18o-Secţiune prin zona de rift a Mării Roşii după Illies, din Théobald şi Gama, 1969): 1.Stratul granitic subţiat şi traversat de magma bazaltică(2); 3.Sedimentar; 4.Anomalia gravimetrică generată de ascensiunea magmelor bazaltice pe zona de ax a riftului

Dorsalele se caracterizează printr-o depresiune centrală, încadrată de reliefuri care scad progresiv de o parte şi de alta a acestora. Aceste depresiuni corespund unor zone afundate, limitate de falii normale. Ele mai poartă numele de zone de acreţie (lat. accretio=creştere) sau de expansiune a fundului oceanic (engl. sea floor spreading, Dietz, 1961; Hess, 196o) şi în care se creează anual cca 3,15 km^2 de scoarţă litosferică (Le Pichon, 198o).

Privite prin prisma tectonicii globale, structurile medio-oceanice se caracterizează prin:

-Prezenţa unui rift(engl.rift=fisură,crăpătură),adică a unui canal central prin care are loc ascensiunea magmelor bazice din manta,cu neoformare de scoarţă;

-Flux termic ridicat deasupra riftului,care scade treptat pe măsură ce scoarţa oceanică se răceşte şi alunecă lateral;minimum de flux caloric se înregistrează în zona foselor oceanice;

-Seismicitate ridicată determinată de descărcările tensionale pe planele de ruptură ale faliilor normale care însoţesc limitele tre plăci sau pe planele de decroşare ale faliilor transformante;

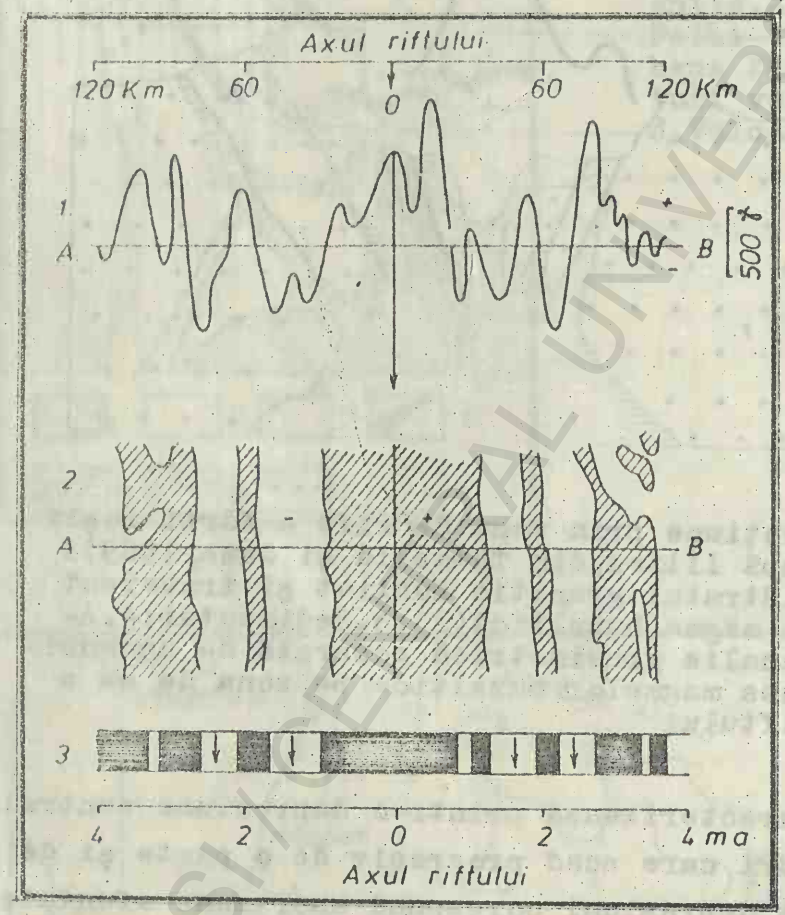


Fig.181-Model explicativ al anomaliilor magnetice din zona dorsalelor medio-oceanice(din Vine şi Matthews); 1.Diagrama anomaliilor magnetice; 2.Aspect cartografic;3.Anomaliile magnetice de o parte şi alta a riftului şi datarea în milioane de ani;+ anomalii de maxim;- anomalii de minim;săgeţile indică polaritatea magnetică inversă

-Prezenţa anomaliilor magnetice de minim şi maxim,în fîşii paralele,alternante de o parte şi de alta a riftului,de vîrstă descrescîndă în sensul centru-lateral,descoperite de Mason(1958) şi materializînd însăşi mişcarea divergentă a plăcilor(Vine şi Matthews,1963);minimele şi maximele rezultă din suprapunerea fîşiilor de polaritate magnetică normală şi inversă cu polaritatea magnetică actuală a Pămîntului(fig.181).

BCU IASI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

-Lipsa sedimentelor în partea centrală a riftului, în care are loc efuziunea de bazalte şi prezenţa depozitelor din ce în ce mai vechi, cu cît ne deplasăm de o parte şi de alta a acestuia

-Prezenţa faliilor transformante, termen introdus de J.T. Wilson(1965), care sînt fracturi ce produc o deplasare laterală a riftului(fig.182,183) şi a căror orientare corespunde cu direcţia forţelor de distensiune, adică de deplasare a plăcilor; să-

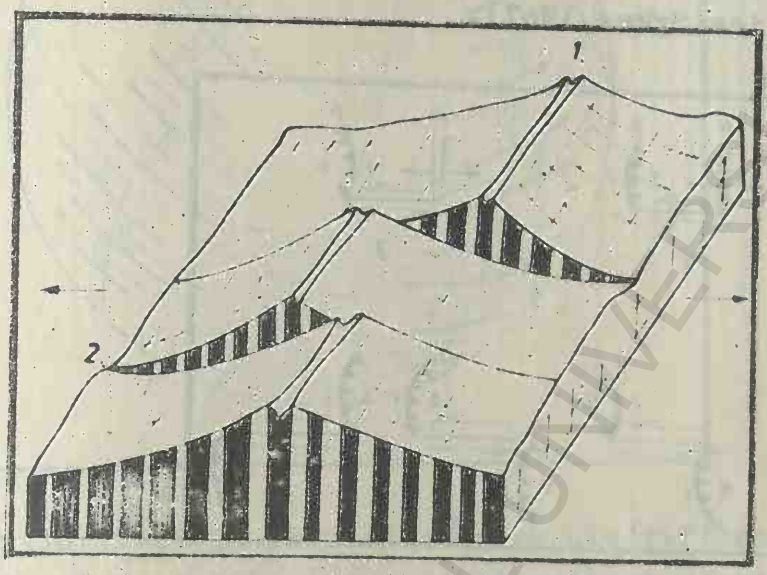


Fig.182-Deplasarea riftului mediooceanic după falii transformante(din Bleahu, 1978):1.Axul riftului;2.Falii transformante;în negru-anomalii de maxim magnetic; în alb-anomalii de minim magnetic

riturile faliilor transformante, creează denivelări importante ale fundului oceanic, care se anulează de o parte şi de alta a riftului(fig.182). Accepţiunea de falie transformantă se referă la faptul că, pe traseul ei mişcarea de deschidere dintre plăci se transformă într-o mişcare de alunecare laterală.

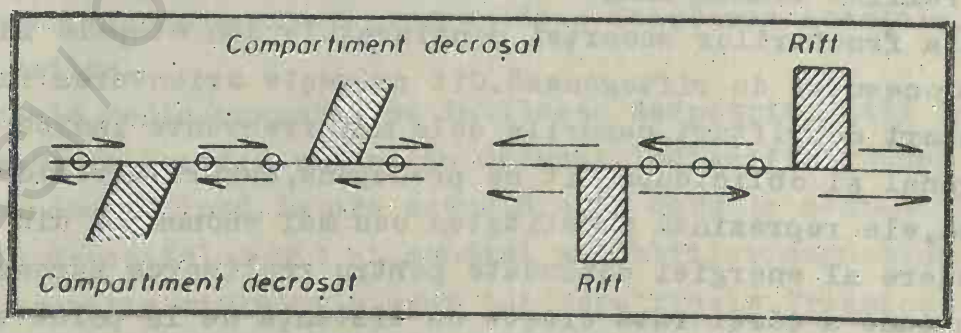


Fig.183-Diferenţa dintre faliile transformante şi decroşări(din Aubouin, Brousse, Lehman, 1975):cercurile corespund punctelor de amplasare a focarelor seismice

De reţinut, că faliile transformante se deosebesc de faliile de decroşare obişnuite. In cazul decroşărilor, jocul diferenţiat şi divergent al compartimentelor este acelaşi în tot lungul faliei, seismele fiind posibile pe întregul lor traseu. La faliile transformante nu există mişcare divergentă decît pe intervalul dintre riftul deplasat (fig.183). Faptul a fost presupus de Wilson şi confirmat ulterior prin analiza atentă a riftului din zona centrală a dorsalei medio-atlantice (Sykes, 1967).

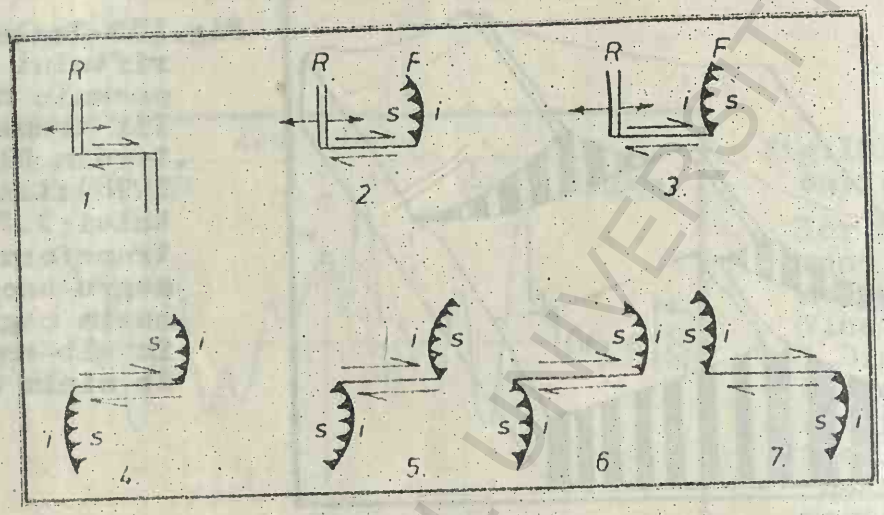


Fig.184-Tipuri de falii transformante (din Bleahu, 1983, simplificat): 1. RR; 2. RF_s 3. RF_i; 4. F_sF_s; 5. F_iF_i; 6. F_sF_i (superioară dreaptă-inferioară stînga); 7. F_sF_i (inferioară dreapta-superioară stînga); s-placă superioară; i-placă inferioară în subducţie; R-rift; F-fosă

Faliile transformante se consideră că ar moşteni forma iniţială a fracturilor scoarţei continentale din etapele incipiente ale procesului de riftogeneză. Cît priveşte orientarea faliilor în raport de rifturi, cazurile cele mai frecvente indică sistemul ortogonal şi oblic; după cît se presupune, cazurile rezidă în faptul că, ele reprezintă modalitatea cea mai economică din punctul de vedere al energiei consumate pentru realizarea expansiunii, expansiune a cărei rată creşte cu distanţa de la polul eulerian la ecuatorul de mişcare a plăcii (fig.185). Pe parcursul evoluţiei dorsalelor, există un raport dinamic între aceste două elemente structural-morfologice, în sensul că, schimbărilor de orientare ale expansiunii li se suprapune o adaptare prin ortogonalizare a

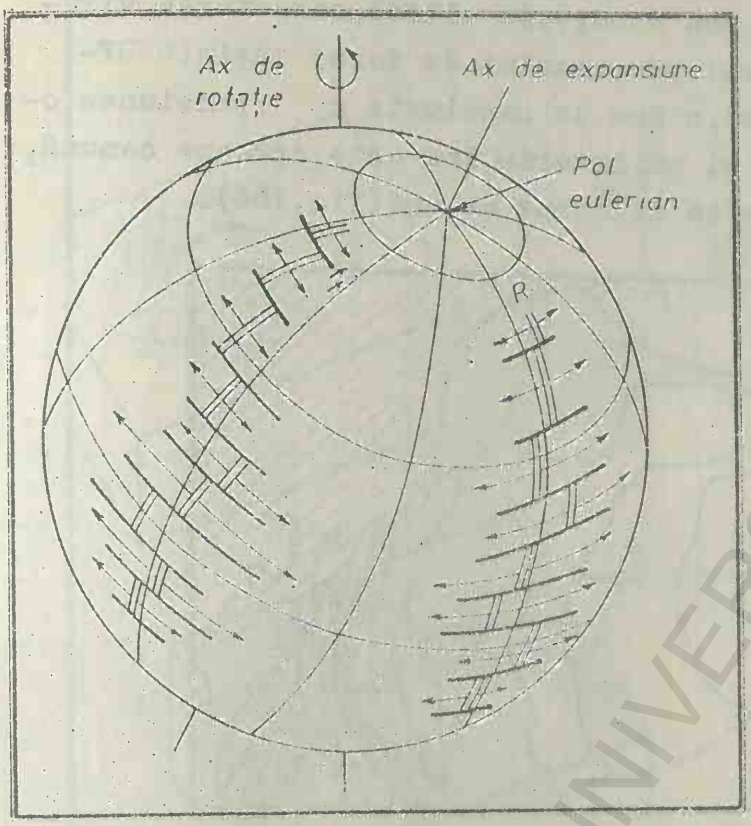


Fig.185-Creşterea ratei de expansiune cu distanţa de la polul eulerian la ecuatorul de mişcare(după Heirtzler,1968):R-rift; ft-falie transformantă

faliilor.Dacă în primele momente ale riftogenezei vom avea numai sistemul de falii rift-rift(RR),ulterior pot interveni şi alte situaţii şi anume falii rift-fosă(RF) sau fosă-fosă(FF).Sub raport dinamic,interesante sînt apoi şi sistemele RF_s(s-placă superioarp),RF_i(i-placă inferioară),F_sF_s şi F_iF_i(fig.184).Cum în procesul de subducţie are loc o migrare progradă a plăcii superioare(prin acretare),în sistemele RF_s,F_sF_s şi RF_i şi F_iF_i se produce,în primul caz,o mişcare divergentă cu alungirea faliilor transformante,şi,o mişcare convergentă,cu scurtarea acestora,în cel de al doilea.

Dorsalele medio-oceanice se întîlnesc deopotrivă,atît în Oceanul Atlantic,Pacific cît şi în Oceanul Indian(fig.7).Cel mai bine cunoscută însă,la ora actuală,este dorsala medio-atlantică.Vîrsta depozitelor cît şi studiul anomaliilor magnetice au arătat că,apariţia riftului a avut loc spre finele Triasicului(?),moment în care plăcile americane,africană şi eurasiatică au suferit o deplasare distensională pe mai mult de 2000 km.Dorsala respectivă a fost studiată în cadrul programului FAMOUS(French-

American Mid-Ocean Under Sea Study).De altfel,cercetarea vîrstei sedimentelor în cadrul programului de foraj marin(DSDP-Deep Sea Drilling Project),a dus la concluzia că expansiunea oceanică este o realitate şi că,istoria lor este aproape comună, nefiind mai veche de 150-200 milioane de ani(fig.186).

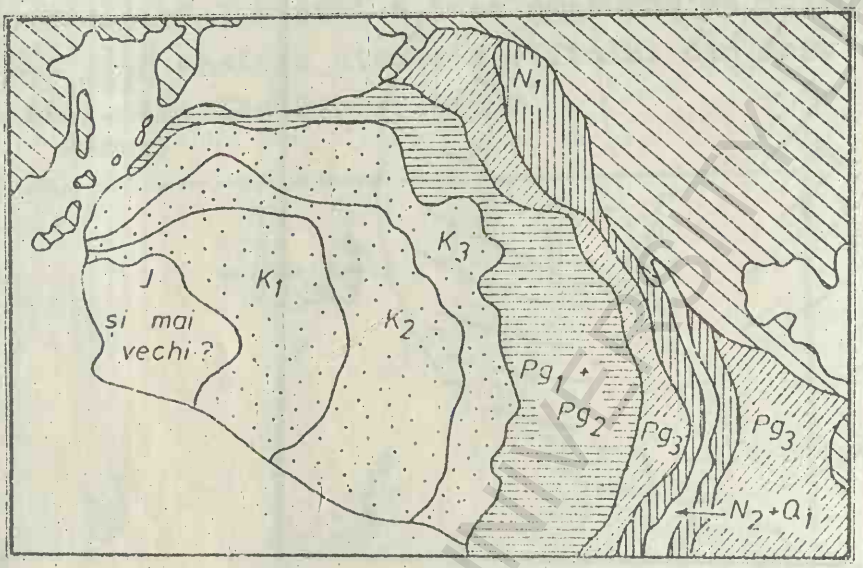


Fig.186-Vîrsta scoarţei Oceanului Pacific(după Deep Sea Drilling Project):de notat asimetria pronunţată,determinată de şariajul spre vest a plăcii nord-americane,evoluat pînă la educţia în zona Californiei a dorsalei est-pacifice

Triplele joncţiuni.S-a observat că,de la apariţia unui rift şi pînă la transformarea lui într-un bazin marin sau oceanic,există mai multe stadii de evoluţie.Intr-un prim stadiu apar centri de expansiune,adică aşa-zisele pete fierbinţi(hot spots-Burke şi Wilson,1976),caracterizate printr-un flux termic ridicat, determinat de activitatea vulcanică sau subvulcanică.

Pe aceste zone de pete fierbinţi,ce se prezintă sub formă de domuri,se dezvoltă un sistem de rifturi cu trei braţe,constituind joncţiunile rrr(rift,rift,rift-fig.187).De altfel,formarea triplelor joncţiuni în primele stadii de dezvoltare a zonelor de rift a fost demonstrată experimental,cu multe decenii în urmă,de către H.Cloos(1939).

In evoluţia lor ulterioară,două din braţe se pot lărgi prin expansiune(tie),evoluînd spre un ocean,în timp ce,cel de al

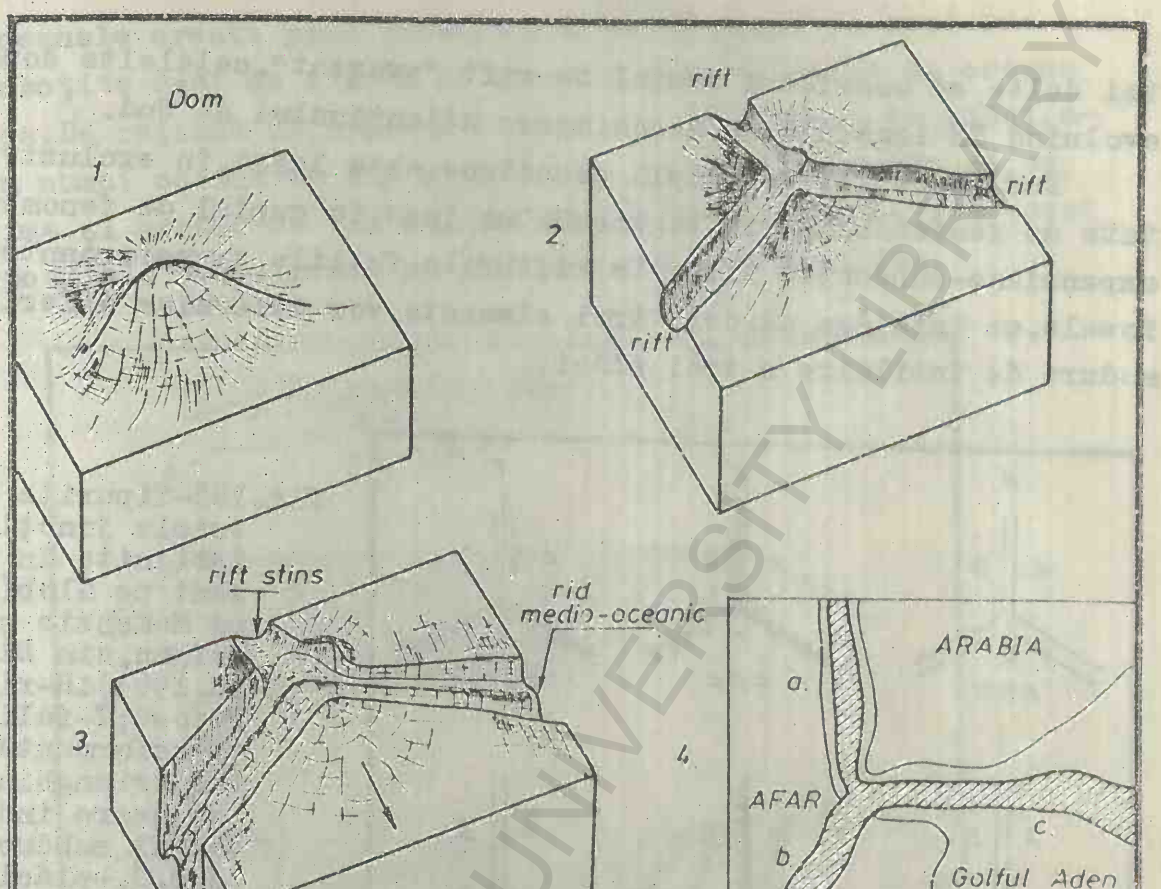


Fig.187-Riftogeneza şi formarea zonelor de triplă joncţiune-RRR(după Burke şi Wilson,1976):1-3.Faze succesive în apariţia unui rift cu trei braţe din care unul este"avortat";4.Tripla joncţiune din zona Afar;a.Riftul M.Roşii;b.Riftul etiopian;c.Riftul golfului Aden

treilea rămîne la stadiu de vale de rift cu rol de drenaj al materialului continental spre noul bazin de sedimentare.În cazul în care fenomenul rămîne la stadiu de rift continental se vorbeşte de joncţiune de tip rrr.Dacă intervine o expansiune cu oceanizare,atunci avem o joncţiune RRR.Asemenea triple joncţiuni sînt descrise pe teritoriul Africii,atît fosile(jurasico-cretacice),stinse,cît şi neogene sau actuale,active(Burke şi Whiteman,1973).Exemplu tipic de joncţiune se citează cazul triunghiului Afar,unde de la o joncţiune rrr s-a evoluat la o joncţiune RRR,demonstrată de lărgirea pînă la o adevărată oceanizare a riftului M.Roşii şi a golfului Aden.

O joncţiune fosilă se consideră zona deltei Nigerului din golful Guineea.Depresiunea Benue pe direcţia nord-estică a aces-

tei delte se consideră braţul de rift "avortat", celelalte două, evoluînd în legătură cu deschiderea Atlanticului de Sud.

Dar, acest tip de triplă joncţiune este legat, în exclusivitate de fenomenul de riftogeneză. Cum însă, în cuplul de fenomene expansiune-subducţie intervin rifturile, faliile transformante şi fosele, se înţelege că, cele trei elemente vor determina diferite moduri de întîlnire a trei plăci.

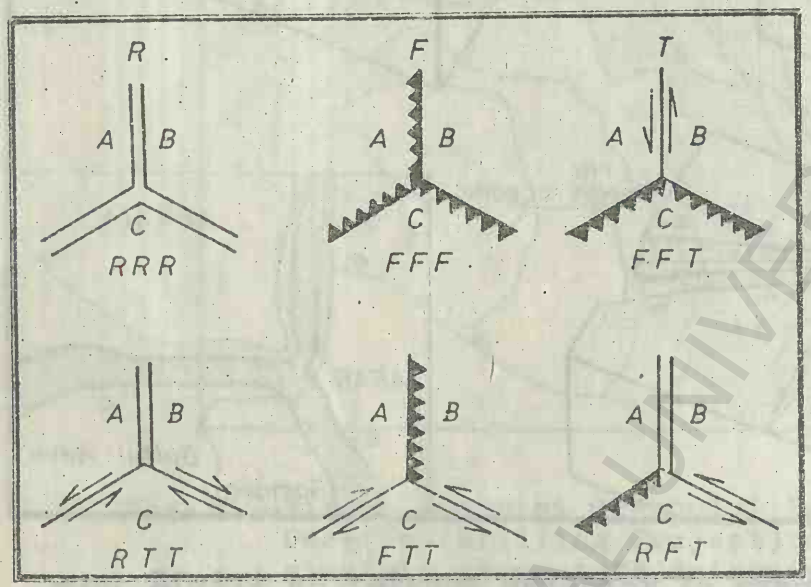


Fig.188-Tipurile de triple joncţiuni întîlnite în prezent pe Glob (după McKenzie şi Morgan, din Bleahu, 1983): R-rift; F-fosă; T-falie transformantă; vîrful triunghiurilor negre indică sensul subducţiei; A, B, C, -plăci

După McKenzie şi Morgan există 16 sisteme posibile de întîlnire, după RRR (rifturi), FFF (fose), TTT (falii transformante), RRF, RTF, etc., din care în actual se cunosc pe Glob doar şase asemenea triple joncţiuni (fig.188).

Evoluţia cinematică a punctelor de triplă joncţiune antrenează după sine schimbări geotectonice importante, încît analiza acesteia nu îngăduie jocuri fanteziste, ci se supune, aşa cum au arătat McKenzie şi Morgan, unor stricte reguli geometrice; este vorba de migrarea sau stabilitatea punctelor de triplă joncţiune şi care se determină cu ajutorul diagramei de viteze.

In ce priveşte evoluţia structurilor tectonice de distensiune de nivel superior, generalizarea cazurilor analizate, poate conduce la următoarea schemă (Mattauer, 1980; Perrodon, 1977): grabene simple, corespunzătoare începutului de deschidere cum sînt văile de rift africane, grabene intermediare, cu apariţia de crustă oceanică de tip Marea Roşie şi bazine oceanice de tip Atlantic (fig. 189).

Oceanele create prin riftogeneză cu efuziune de roci bazice, însoţite deci de o zonă de acreţie, poartă numele de oceane simatice. De reţinut că, primele modele ale tectonicii în plăci, admiteau numai oceane de tip simatic. In prezent, se admite că, se pot forma şi oceane de tip sialic (Sengör şi Monod, 1980); în acest caz depozitele sedimentare nu sînt asociate cu ofiolite.

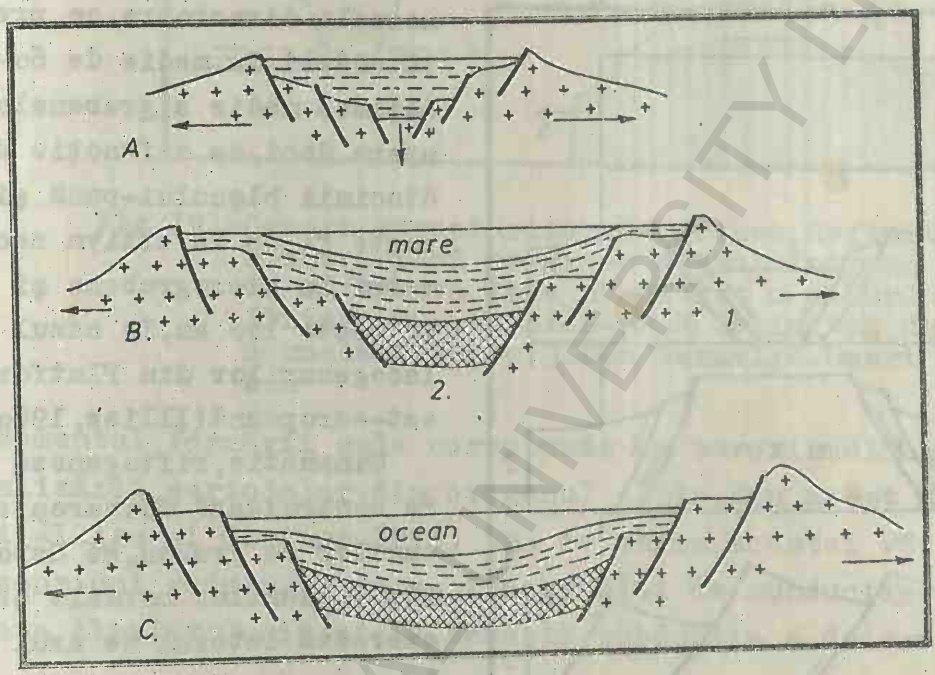


Fig.189-Stadiile de evoluţie a structurilor tectonice de distensiune de nivel superior (din Perrodon, 1977): A. Stadiu de graben simplu-tip văile de rift africane; B. Stadiu de tip Marea Roşie; C. Stadiu de tip Atlantic; 1. Scoarţă sialică; 2. Scoarţă oceanică

2. Distensiunea de nivel regional

In categoria structurilor de distensiune regională se includ grabenele (germ. graben=groapă, şanţ), semigrabenele, horsturile şi semihorsturile (fig.190). Ele sînt limitate de falii normale, faţă de care primele reprezintă zone de afundare, în timp ce ultimele, apar, din contra, ridicate. In cazul semigrabenelor şi semihorsturilor, faliile normale care le delimitează au aceeaşi orientare.

Structural, grabenele sînt separate de un sistem de falii normale convergente, care separă un bloc-pană afundat; în majoritatea cazurilor, blocul-pană principal este fragmentat de numeroase falii care delimitează blocuri secundare, înclinate (fig.191). Blocul pană este convergent faliilor normale directoare, ce prezintă căderi în medie de 60-65°. Lăţimea medie a grabenelor apare deci, ca o funcţie a adîncimii blocului-pană şi poate fi de la cîţiva zeci de metri la micrograbene şi pînă la peste 100 km, în cazul aulacogenurilor din Platforma est-europeană (Illies, 1980).

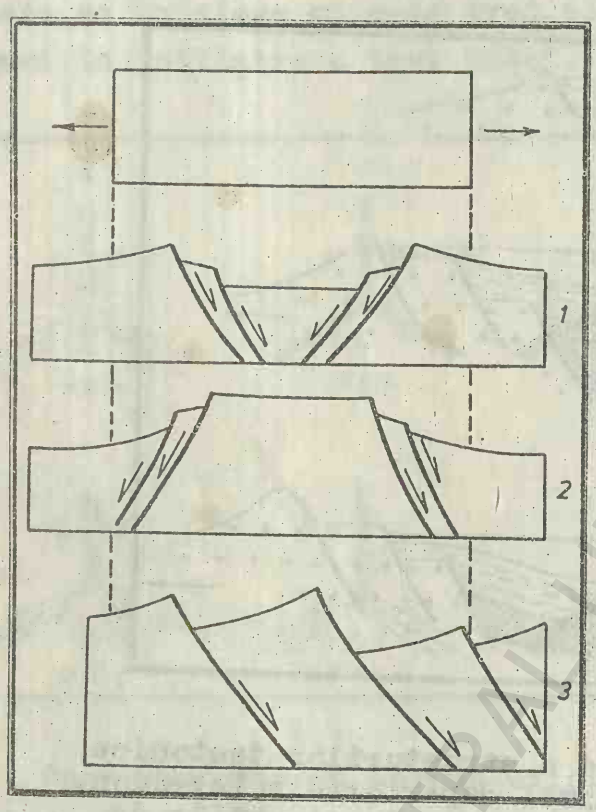


Fig.190-Structuri de distensiune regională: 1. Graben; 2. Horst; 3. Semigrabene şi semihorsturi

Cinematic, riftogeneza care controlează formarea structurilor de graben, se datoreşte distensiunilor normale ce se exercită lateral de axul acestora.

Se consideră că, în majoritatea cazurilor, grabenele se suprapun unor zone de milonite sau a unor aliniamente de dyke-uri de vîrstă hercinică sau precambriană. Faptul demonstrează că distensiunea afectează, întotdeauna, zone preexistente de slabă rezistenţă a soclurilor.

Ca mecanism, se prespune că, subţierea scoarţei prin distensiune determină ridicarea mantalei, care are drept urmare nu numai ascensiunea magmelor, dar şi formarea unui dom termal (fig.191), cu resorbţia parţială a zonei de rădăcină a blocului-pană. Deplasarea simetrică a umerilor de graben se face pasiv, fiind impusă de expansiunea materialului astenolitic, care determină o alunecare gravitaţională a scoarţei, de o parte şi de alta a crestei mantalei.

Cel mai des citat din această categorie de structuri este gra-

benul Rhinului.Riftogeneza acestuia a început în Eocen şi s-a prelungit pînă în Miocenul inferior(Theobald şi Gama,1969;Illies şi Greiner,1978).

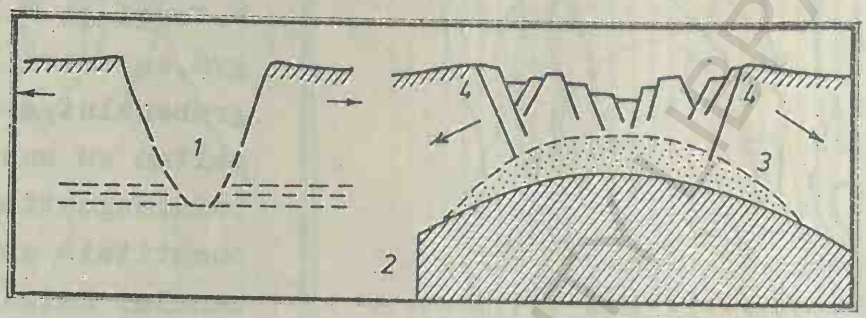


Fig.191-Geneza structurilor de graben,definite ca blocuri-pană ce-şi au apexul într-un strat de referinţă care a suferit o decuplare(din Illies,1980):1.Bloc-pană delimitat de falii normale;2.Manta;3.Dom termal;4.Umeri de graben

Momentul formării sale corespunde cu paroxismul cutărilor şi realizării şariajelor din orogenul alpin.Din acest motiv,unii autori(Illies şi Greiner,1978) pun formarea acestei văi de rift de dimensiuni reduse,pe seama fenomenului de subducţie-coliziune din faţa Alpilor Occidentali.Această subducţie a determinat o as-

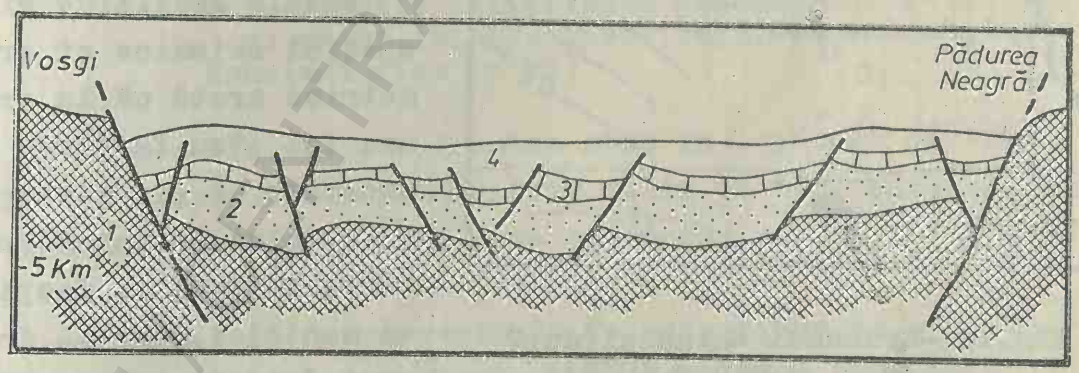


Fig.192-Secţiune geologică prin grabenul Rhinului(după Illies,1967):1.Substrat hercinic;2.Trias inferior;3.Trias superior-Jurasic;4.Neozoic

censiune diapiră a mantalei în zona de Vorland,ascensiune care a dus la o deplasare bilaterală şi simetrică a M.Vosgi spre vest şi a M.Pădurea Neagră spre est.Blocul-pană de afundare a grabenului Rhinului urmează linia de creastă a acestui diapir,conturat seismic de izoliniile adîncimii discontinuităţii Moho(Edel et al.,1975

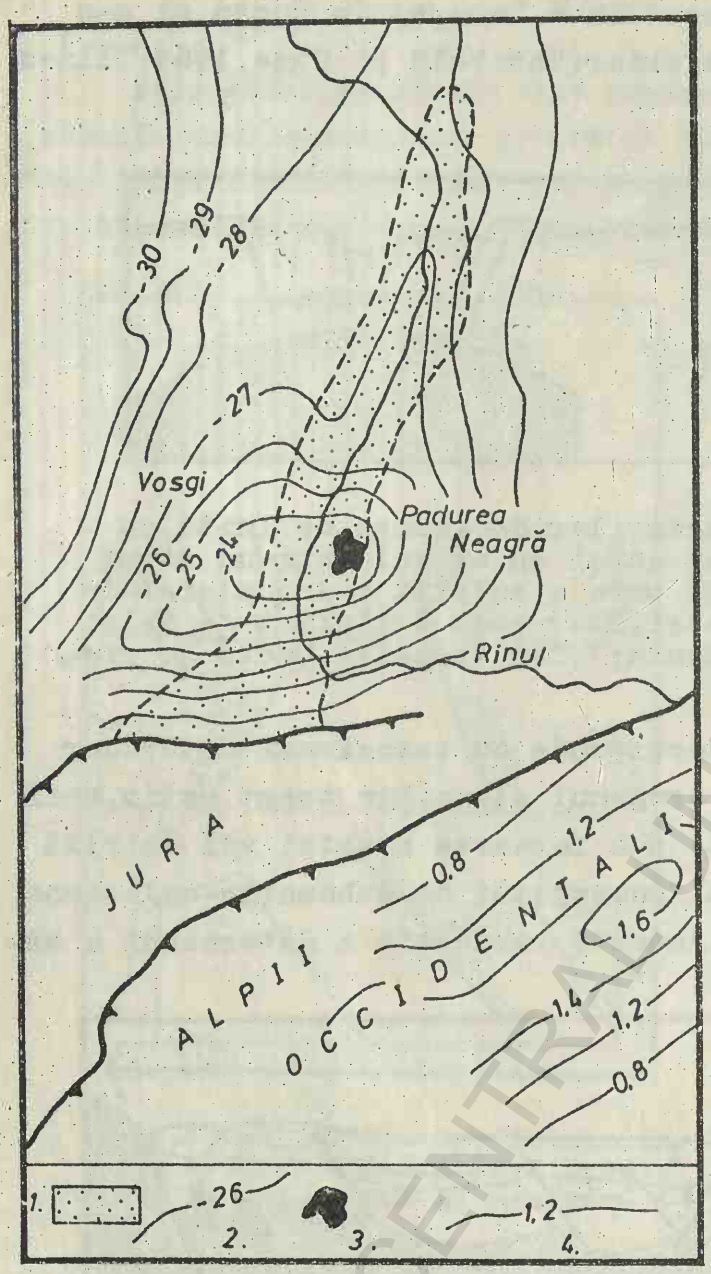


Fig.193-Grabenul Rhinului(după Illies şi Greiner,1978): 1.Depresiunea de graben; 2.Izoliniile adîncimii discontinuităţii Moho;3.Vulcanul Kaiserstuhl;4.Izoliniile mişcării de ridicare a catenei alpine(mm/an)

în Illies şi Greiher,1978)(fig.193).Prin studiu depozitelor corelate s-a demonstrat că,deplasarea M.Vosgi şi M.Pădurea Neagră,ca umeri laterali ai grabenului,s-a făcut simultan cu subsidenţa acestuia.Magmatismul asociat constituie astăzi zona vulcanului Kaiserstuhl,considerat primul centru de expansiune(hot spot) din riftogeneza grabenului.

Există şi structuri de distensiune regională,mai vechi,prealpine,aşa-zisele paleorifturi.Intre acestea cel mai bine cunoscut este grabenul Oslo,de vîrstă permiană(fig.194).

Datele geofizice şi în special seismice şi gravimetrice arată că,la orginea lui stau fenomene subcrustale,ca şi în cazul grabenului Rhinului.Este vorba de acelaşi diapirism al mantalei,sugerat în prezent de conturul izoliniilor adîncimii discontinuităţii Moho.

In afara grabenelor mai corespunzătoare sistemului de rifturi continentale,alungite şi simetrice,compensate în profunzime cu ridicarea discontinuităţii Moho,sepot forma şi semi-grabene de dimensiuni mai re-

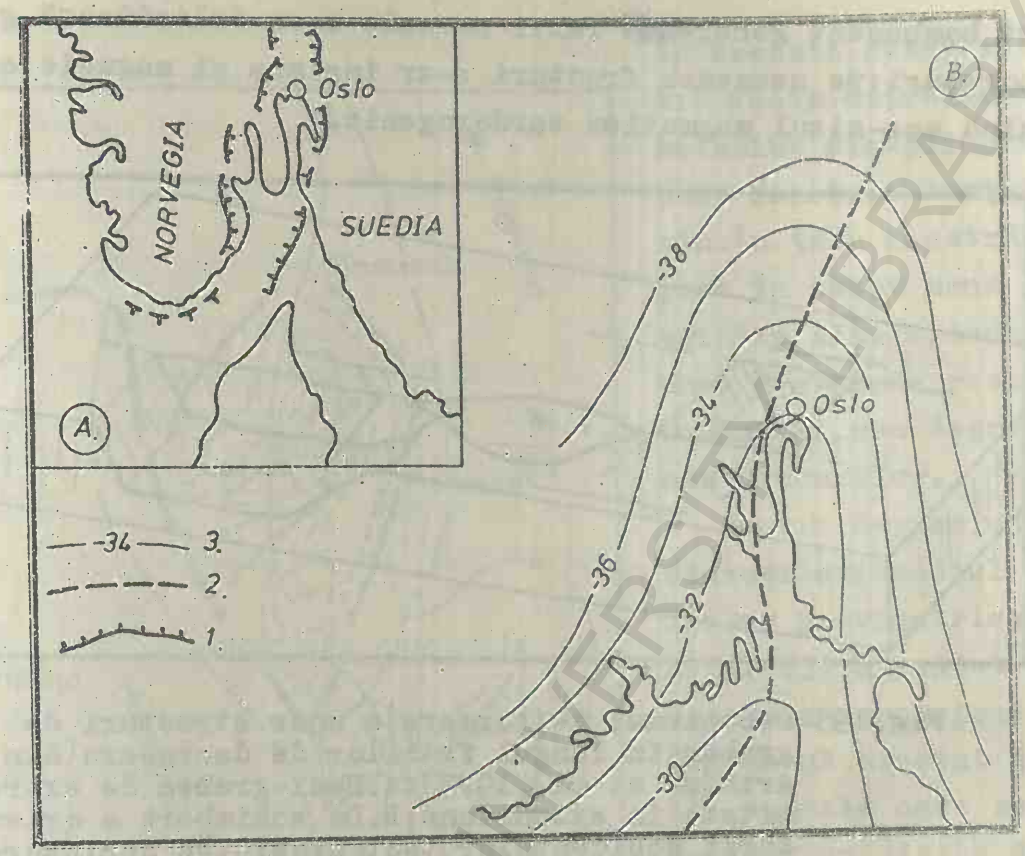


Fig.194-Grabenul(paleoriftul) Oslo(din Ramberg şi Spjeldnes,1981):A,Schiţă generală;B.Detaliu,indicînd traseul izoliniilor discontinuităţii Moho;1.Falii normale care delimitează grabenul morfologic;2. Axul anomaliei gravimetrice;3.Discontinuitatea Moho(adîncime în km)

duse şi adesea disimetrice.Acestea stau în legătură cu transtensiunile care apar în lungul marilor falii de decroşare(Illies, 198o;Arthaud et al.,1977) şi care pot decupla şi deplasa mari panouri din scoarţă.

Acestea pot fi de extremitate în extensiune,de schimbare a orientării accidentelor tectonice sau date de o zonă în deplasare,dintre două decroşări paralele(fig.195);după părerea lui Illies(198o),M.Moartă se amplasează tocmai pe un asemenea bazin de graben(fig.179:2,2a).

In aceeaşi categorie de structuri trebuie i- luse şi o parte din fracturile care afectează catenele montane alpine.Cauza lor este pusă pe tensiunile care se creează pe bombamentul catenelor ,realizat în etapa de reajustare izostatică.Distensiunile de pe

acest bombament generează falii normale care delimitează grabi şi horsturi;pe asemenea fracturi s-ar insinua şi magmele care termină aşa-zisul magmatism tardorogenic.

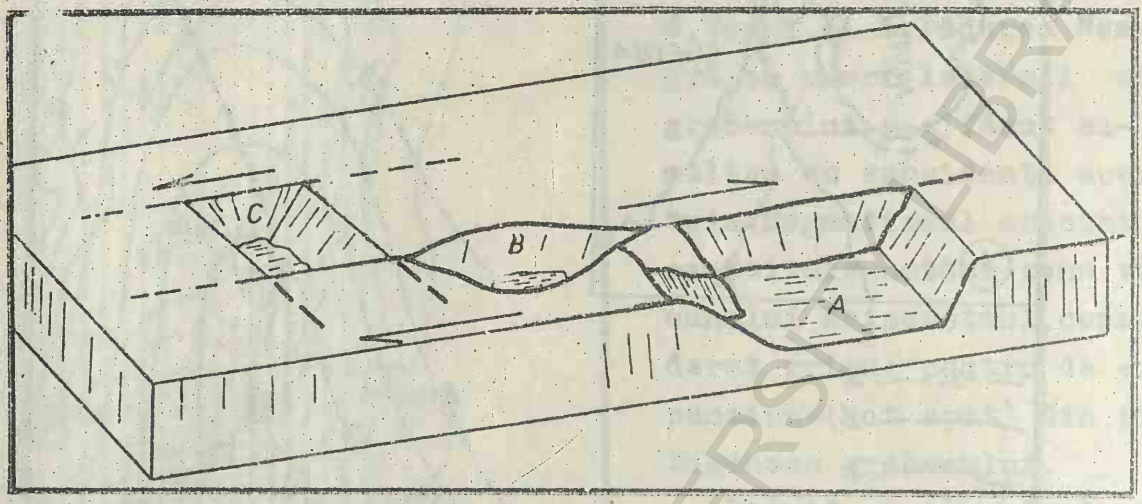


Fig.195-Mecanismul de formare a unor structuri de graben în lungul faliilor de decroşare(din Arthaud et al.,1977):A.Semi-graben de extremitate în extensiune;B.De schimbare a orientării accidentelor tectonice;C.De deplasare între două decroşări paralele

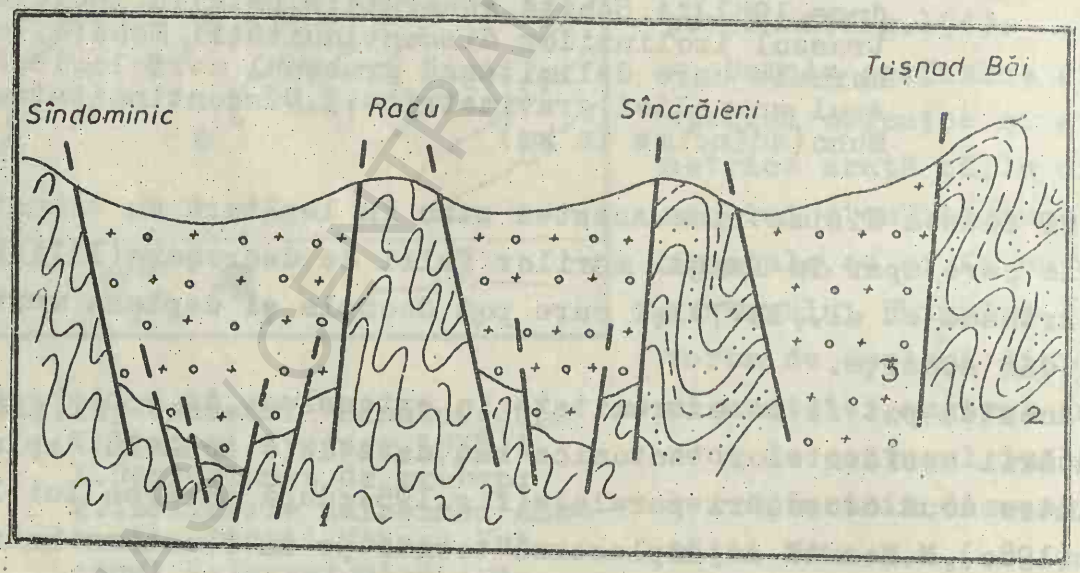


Fig.196-Secţiune longitudinală prin horsturile şi grabenele care afectează fundamentul depresiunii Ciucurilor(după Bandrabur,1974): 1.Sisturi cristaline;2.Depozite de fliş-Cretacic;3.Depozite lacustre(Pliocen-?Cuaternar)

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

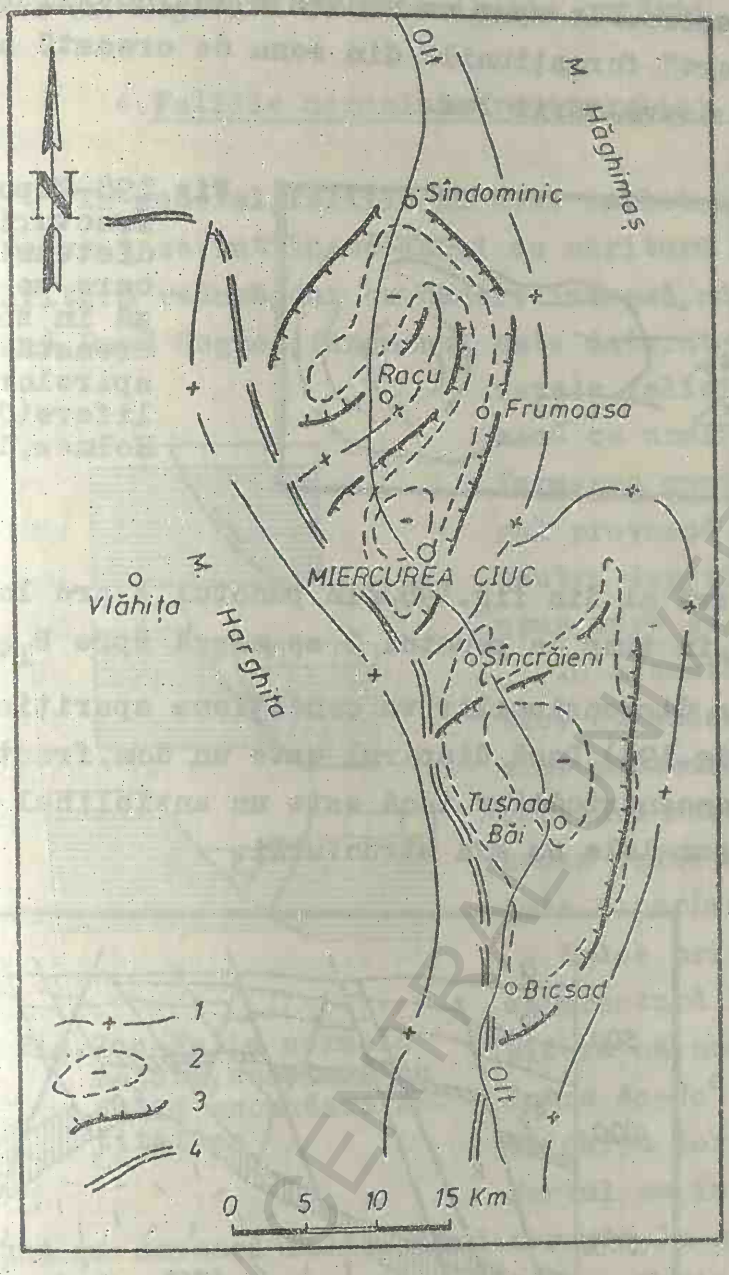


Fig.197-Sistemul de grabene şi horsturi din fundamentul depresiunii Ciucurilor, indicat de anomalia gravimetrică (după Airinei, 1963, simplificat): 1. Axe de maxim gravimetric; 2. Anomalii de minim; 3. Falii normale care mărginesc horsturile şi grabenele; 4. Fractura majoră a M. Harghita

In această categorie intră toate depresiunile molasice mio-pliocene care însoţesc lanţul alpin. In ţara noastră, tipice în acest sens sînt, printre altele, depresiunea Bîrsei, depresiunea Comăneşti, sau depresiunea Ciucurilor.

Pentru depresiunea Ciucurilor, studiul anomaliilor gravimetrice (Airinei, 1963) a arătat că, aceasta se suprapune pe un fundament afectat de falii normale care separă de fapt, un sistem de horsturi (Racu, Sîncrăieni) şi grabene (Mădăraş, Miercurea Ciuc, Tuşnad-Sat (fig.197).

3. Distensiunile locale

Structurile studiate anterior, reprezintă rezultatul unei distensiuni generalizate, care afectează fie întreaga scoarţă, fie o parte numai a acesteia.

Există însă şi structuri de distensiune care nu afectează decît un volum restrîns de roci, reprezentate prin faliile normale locale. Acestea, fie că sînt asociate faliilor normale majore, de nivel superior, afectînd numai o secţiune superficială a scoarţei, fie că au la o-

rigine alte cauze.Asemenea fracturi se întîlnesc frecvent în zona structurilor diapire.Ele apar ca urmare a întinderii şi s. ţierii pe care o suport" formaţiunile din zona de creastă a di. pirelor,pe parcursul dezvoltării lor.

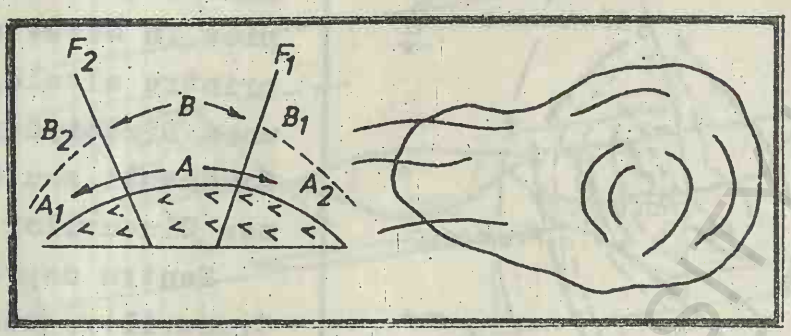


Fig.198-Tipuri d fracturi de distensiune care se cree ză în zona d creastă a di apirelor sa- lifere(din Holmes,1965)

Aşa cum se observă şi din fig.198,din punctul A, are loc o mişcare spre A_1 şi A_2, în timp ce punctul B se mişcă spre B_1 şi B_2 Diferenţa de mărime a distensiunilor va condiţiona apariţia fracturilor F_1 şi F_2 (fig.198).Dacă diapirul este un dom,fracturil tind să ia o formă concentrică,iar dacă este un anticlinal diapir,ele tind să fie paralele cu axa structurii.

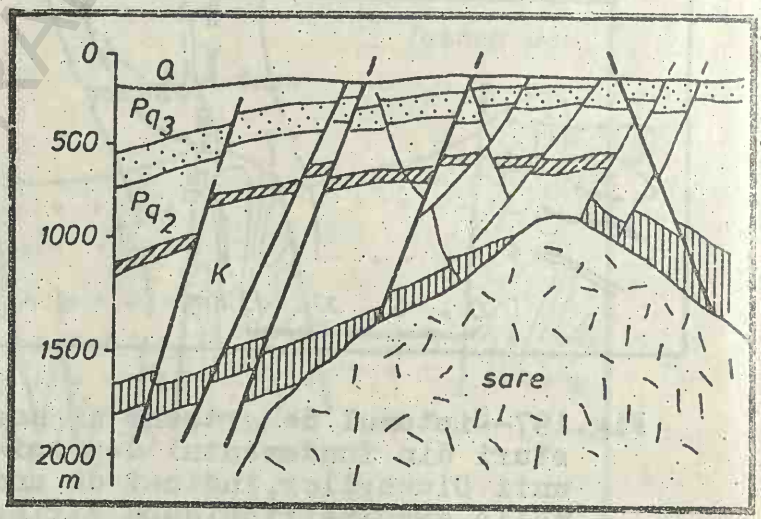


Fig.199-Reţea conjugată de falii normale,asociată structurii diapire de la Reitbrook(după Behrman,din De Sitter,1969)

Un exemplu clasic de falii normale care afectează structur le diapire este cel citat de De Sitter(1969) de la Reitbrook d Germania(fig.199).In aceeaşi categorie de structuri de distensi ne locală trebuiesc considerate şi complicaţiile tectonice asociate structurilor sinclinale sau nticlinale,dar care vor fi

tate în legătură cu mecanismele cutării.

4.Faliile normale:caracteristici,evoluţie,vîrstă

In general,faliile nu apar izolat ci se asociază.Cel mai frecvent se întîlnesc falii cu săritură mare,asociate cu falii de săritură redusă,dar cu cădere inversă,adică falii antitetice(fig. 2oo).După Goguel,fenomenul este datorat formei oarecum curbe(concave)a faliei primordiale,care determină ca urmare a mişcării descendente, formarea unui gol la suprafaţă;acest gol provoacă un apel gravitaţional pentru depozitele din compartimentul opus,care se fracturează.

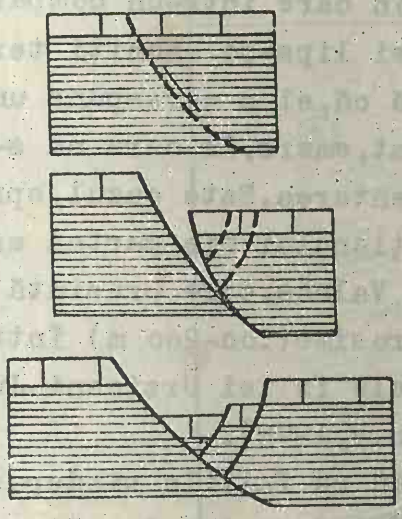


Fig.2oo-Falie normală majoră,asociată cu falii secundare antitetice

In această situaţie,faliile antitetice cu căderi mari şi săriturii uşoare sînt posterioare faliei principale,cu săritură mare şi înclinare redusă.Asemenea falii antitetice au fost realizate experimental de către Cloos(1939).

In ce priveşte înclinarea planului de fractură la faliile normale,se consideră că,acesta este cel mai frecvent între 4o-7o°.Se constată deci că,înclinarea lor este deseori variabilă. Faptul se întîmplă frecvent chiar la una şi aceeaşi falie,fiind abruptă la suprafaţă şi avînd o înclinare foarte redusă în adîncime.Variaţia înclinării este în funcţie atît de litologia depozitelor pe care le afectează,cît şi de anizotropia lor.Planul de falie va fi cu atît mai puţin înclinat cu cît stratele vor fi mai plastice şi cu atît mai abrupt cu cît ele vor fi mai casante.Din acest motiv,în cazul unei alternanţe de calcare şi marne spre exemplu,planul de falie va căpăta o alură în scară.

Se crede în mod obişnuit că,formarea unei falii corespunde unui episod brutal,de scurtă durată.In realitate,ele au o istorie foarte lungă şi uneori complexă.Aşa este cazul faliilor con-

temporane cu sedimentarea(sinsedimentare).In atare situaţii,grosimea formaţiunilor diferă de la un compartiment al faliei la altul.Faptul nu poate fi explicat decît presupunîndu-se că,falia a funcţionat în acelaşi timp cu sedimentarea.Din acest motiv,compartimentul coborît,din acoperiş,a corespuns cu o zonă mai joasă a bazinului de sedimentare,în care rata de acumulare a sedimentelor a fost superioară compartimentului opus(fig.2o1).

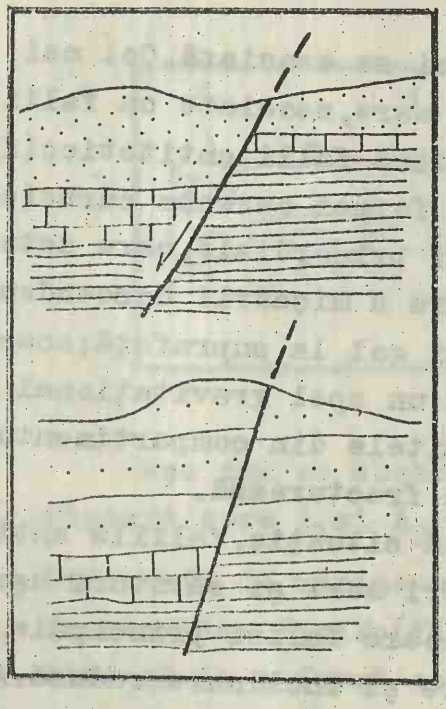


Fig.2o1-Falii normale contemporane cu sedimentarea;stratul calcaros variază ca grosime sau lipseşte în unul din compartimente

In cazul în care într-un compartiment al faliei lipseşc anumiţi termeni,înseamnă că,el a corespuns unui relief ridicat,emers,în care nu s-a produs sedimentarea.Este cazul,spre exemplu,Sarmaţianului din partea estică a Platformei Valahe,care prezintă diferenţe de grosime(1oo-2oo m) între compartimentele faliei Urziceni-Jugureanu(Paraschiv,1979).

In legătură cu faliile sindepoziţionale au fost descrise de către geologii petrolişti şi aşa-zisele anticlinale roll-over sau de creştere(Crans,198o),care se creează în compartimentele superioare ale faliilor normale,prin îndoirea gravitaţională a formaţiunilor(fig.2o2).Asemenea structuri de anticlinale roll-over,în legătură cu falii normale asociate cu falii secundare sintetice şi antitetice au fost descrise şi în ţara noastră şi anume în depresiunea Panonică;conturarea lor s-a făcut prin mijloace seismice(Dicea et al.,1982).

Referitor la vîrsta faliilor,aceasta se reduce în fapt,la precizarea intervalului stratigrafic în care ele au funcţionat. Se consideră în general că,acest interval de timp este cu mult mai mare pentru faliile normale decît pentru cele inverse.

Vîrsta faliilor se încadrează,întotdeauna,între stratul cel mai nou prins de planul de fractură şi primul strat neafectat.

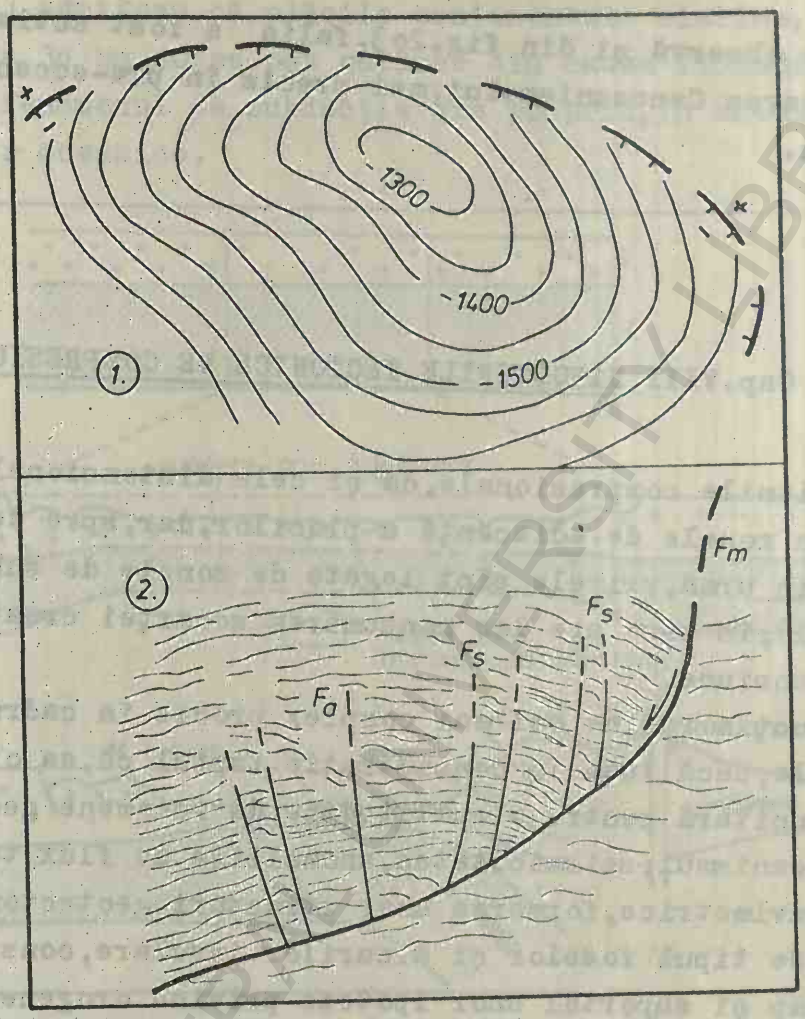


Fig.2o2-Anticlinal roll-over conturat seismic în Depresiu[illegible]a Panonică(după Dicea et al.,1982):1.Aspect cartografic;2.Secţiune;Fm-falie gravitaţională majoră cu profil concav;Fs-falii sintetice;Fa-falii secundare antitetice

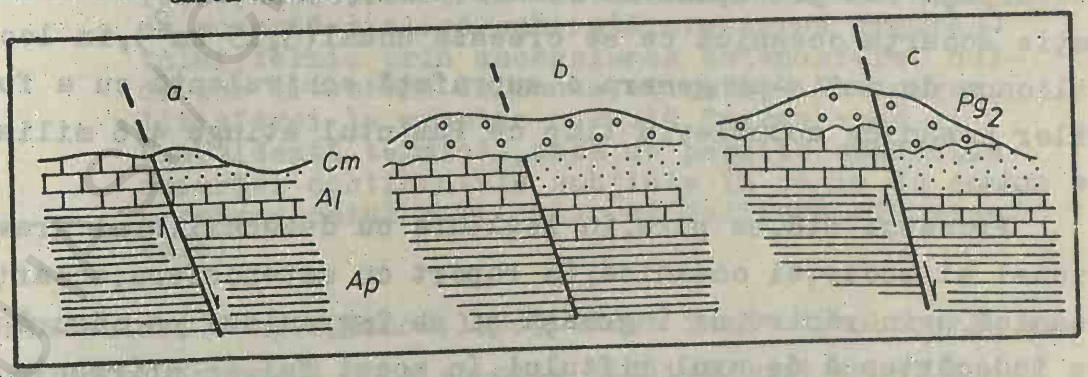


Fig.2o3-Falie normală activă în post-cenomanian(a), pre-eocen(b) şi post-eocen(c)

Aşa cum se observă şi din fig.2o3, falia a fost activă imediat după depunerea Cenomanianului, mai precis în pre-eocen şi apoi post-eocen.

Cap.VIII STRUCTURILE TECTONICE DE COMPRESIUNE

Tensiunile compresionale, ca şi cele distensionale se localizează în zonele de adiacenţă a plăcilor, dar, spre deosebire de cele din urmă, primele sînt legate de zonele de subducţie (Amstutz, 1951), în care are loc consumarea scoarţei create în zonele de expansiune.

Subducţia rămîne cel mai complex proces în cadrul tectonicii globale, dacă luăm în consideraţie faptul că, ea oferă o explicaţie unitară pentru o multitudine de fenomene geologice, cum ar fi, vulcanismul, seismicitatea, anomaliile de flux termic, magnetice, gravimetrice, formarea unor structuri geotectonice ale scoarţei, de tipul foselor şi arcurilor insulare, constituind, în acelaşi timp şi suportul unor ipoteze privind orogeneza sau metamorfismul regional.

In principiu, subducţia se consideră a fi determinată de necesitatea unei compensaţii în raport cu zonele de acreţie. Intradevăr, aşa cum presupune Le Pichon (198o), dacă se ia în consideraţie scoarţa oceanică ce se creează anual (3,15 km^2), în 1oo de milioane de ani s-ar genera o suprafaţă echivalentă cu a fundurilor oceanice actuale, în timp ce Pămîntul atinge 4,6 miliarde de ani.

Procesul stă, se pare, în legătură cu dezechilibrul gravitaţional al scoarţei oceanice, în raport cu astenosfera; scoarţa oceanică, prin răcire, se îngroaşă şi se îngreuiază pe măsură ce se îndepărtează de axul riftului. In acest fel, ea sfîrşeşte prin afundare în astenosferă, retopindu-se. Cum nu avem scoarţe oceanice actuale mai vechi de 18o-2oo milioane de ani, înseamnă că, aceasta reprezintă vîrsta la care se atinge punctul critic al dezechilibrului şi cînd asemenea tip de scoarţe sînt condamnate

a dispariţie prin subducţie.Primele modele ale tectonicii globale(McKenzie) admiteau că,plăcile continentale sialice,cu grosimi în jur de 3o km nu se pot subduce din cauza flotabilităţii lor ridicate;fenomenul de subducţie era propriu,în această idee numai plăcilor oceanice.

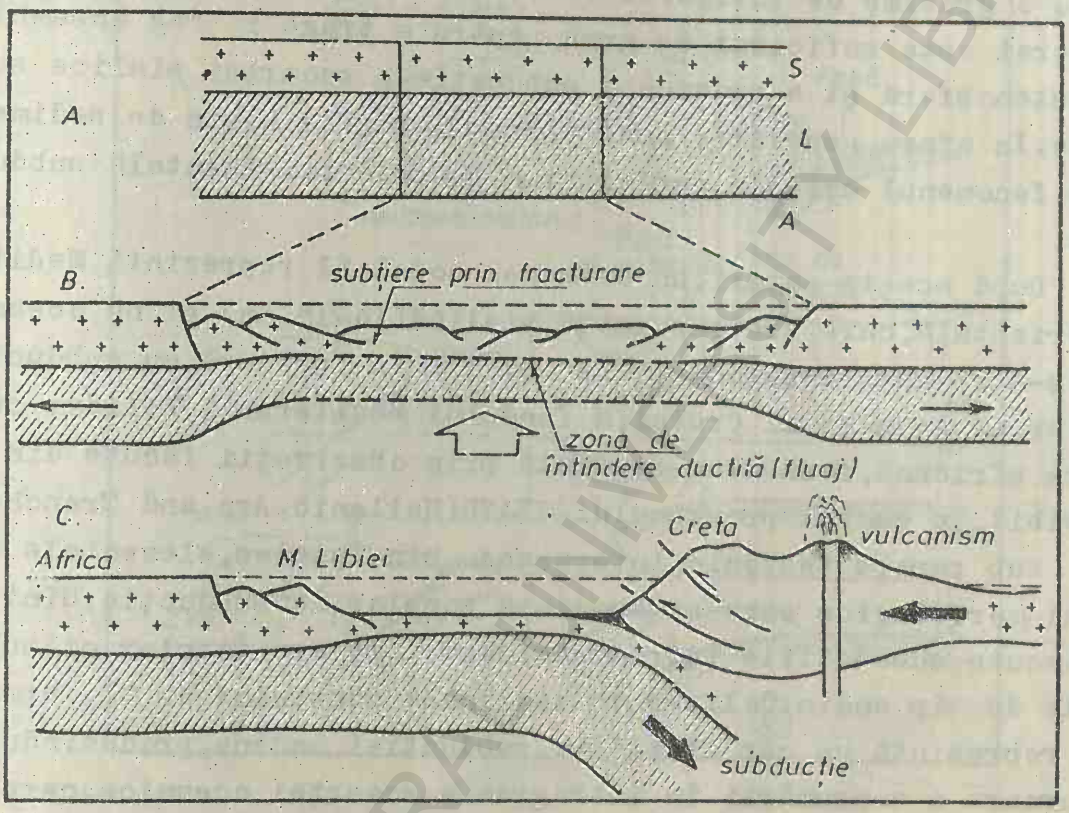


Fig.2o4-Etapele de evoluţie ale unui ocean sialic cu scoarţă subductibilă(din Sengör şi Monod,198o): A.Scoarţă continentală normală în echilibru termic(S-scoarţă sialică;L-litosferă;A-astenosferă);B.Crearea prin distensiune a unui ocean cu scoarţă sialică subţiată;creşterea gradientului termic prin ascensiunea astenosferei calde sub litosfera de manta,etirată;C.Revenirea litosferei la grosime normală,îngreuierea ei (subsidenţă termică),ceea ce permite subducţia scoarţei continentale subţiate în regim de compresiune(cazul particular al Mediteranei Orientale)

Unii autori(Sengör,Monod,198o) admit însă că,subducţia este posibilă şi în cazul unor scoarţe sialice.După acest model (fig.2o4),subţierea crustei continentale se produce printr-un joc de falii normale,ca urmare a distensiunilor,în partea su-

perioară şi fluaj ductil(vîscos) în partea inferioară a scoarţei.In acest fel,litosfera se subţiază,iar astenosfera caldă, urcă pasiv,prin compensare izostatică.Răcirea astenosferei subjacente,antrenează după sine o subsidenţă termică.Cînd este atinsă o grosime de întindere de cca lo km,partea din manta a litosferei este suficient de grea pentru a trage întreg ansamblu în astenosferă şi a provoca o subducţie a scoarţei sialice subţiate.In afara generării unui ocean sialic ca bazin de sedimentare,fenomenul creează,astfel,şi o scoarţă continentală subductibilă.

După aceşti autori,un asemenea model îl reprezintă Mediterana Orientală,care are o scoarţă sialică(lo-15 Km) şi nu oceanică cum s-a crezut.Aici,fosa Hellenică stă în legătură cu subducţia sub arcul insular al Cretei,a fundului Mediteranei,solidar cu placa africană,fosă bine studiată prin observaţii făcute din submersibil,în cadrul programului HEATH(Hellenic Arc and Trench).

Sub raport tectonic,interesează,bineînţeles,elementele structural-morfologice care se asociază zonelor de subducţie.Sînt recunoscute subducţiile intraoceanice,de tip arc insular şi subducţiile de tip andin.Coliziunea continent/continent de tip himalaian,reprezintă un caz limită al subducţiei andine,producîndu-se, ca urmare a consumării în întregime a scoarţei oceanice,care separa iniţial cele două mase sialice,continentale.

Cele mai complexe structuri geotectonice le generează subducţiile intraoceanice.In secţiune transversală,o asemenea zonă de subducţie prezintă de la exterior spre interior,următoarele elemente structurale majore:pragul extern,fosa,complexul de subducţie(prisma acreţionară),bazinul prearc(bazin extern de arc) şi arcul insular vulcanic,împreună,constituind zona de prearc.

In spatele acesteia se desfăşoară zona de retroarc,care cuprinde un bazinmarginal activ,de expansiune secundară,arcul vulcanic vechi,inactiv(arc remanent) şi bazinul marginal inactiv.

Arcurile remanente,bazinele marginale inactive cît şi evoluţia progresivă a prismei acreţionare se datoresc fenomenului de migraţie retrogradă a frontului vulcanic şi progradă a muchiei fosei(fig-2o5).In cazul subducţiilor active,complexul acreţionar se dezvoltă puternic,generînd o creastă externă de arc,care

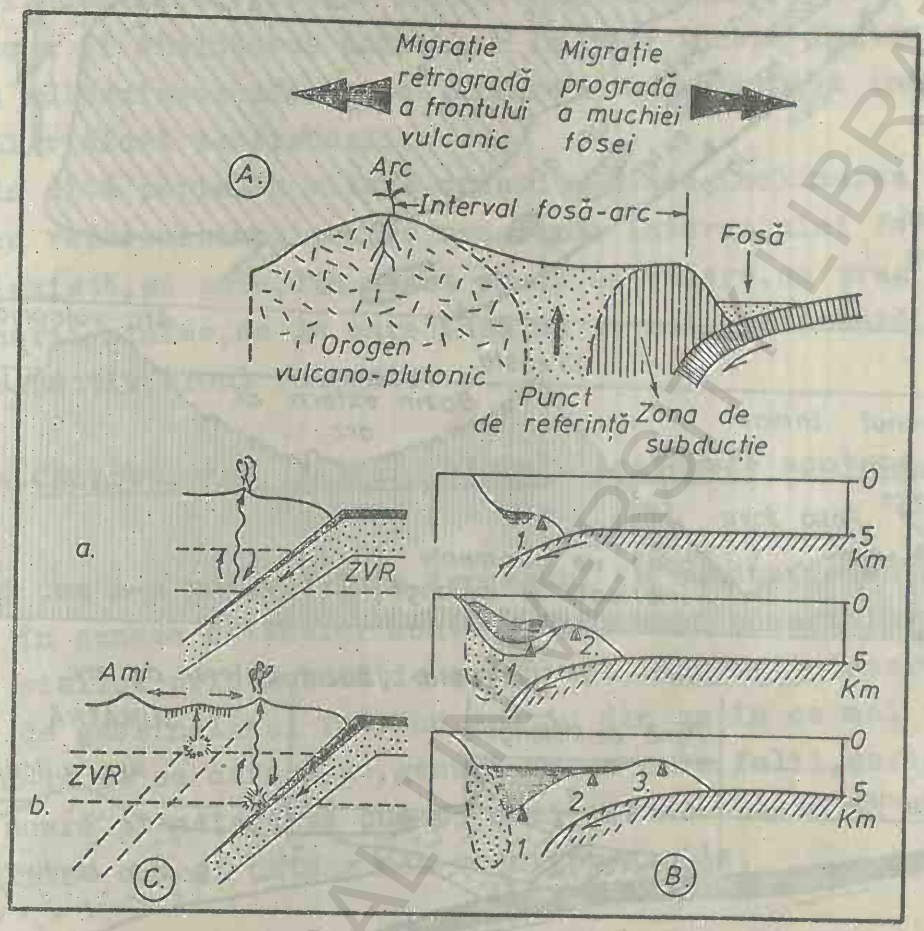


Fig.2o5-Migrarea progradă a complexului de subducţie şi retrogradă a arcului magmatic(după Dickinson, Karig, Sherman, Hawkins, din Bleahu, 1983):

A.Schema generală a procesului de migrare; B.Detaliu la procesul de migrare progradă; 1, 2, 3-poziţiile succesive ale muchiei fosei; C.Model de migrare retrogradă a arcului vulcanic(a, b); zvr-zona de viteză redusă; Ami-arc magmatic inactiv

separă bazinul prearc de fosă; această creastă poate fi submersă sau chiar emersă, aşa cum se observă în zona Java-Sumatra(fig.2o6).

In fine, în legătură cu subducţia este de reţinut geneza formaţiunii de mélange cu o semnificaţie tectonică bine precizată în reconstituirea istoriei geologice a catenelor(fig.2o6).

Se impune a fi subliniat faptul că, particularităţi deosebite în aspectele structurale ale zonelor de subducţie introduc vite-

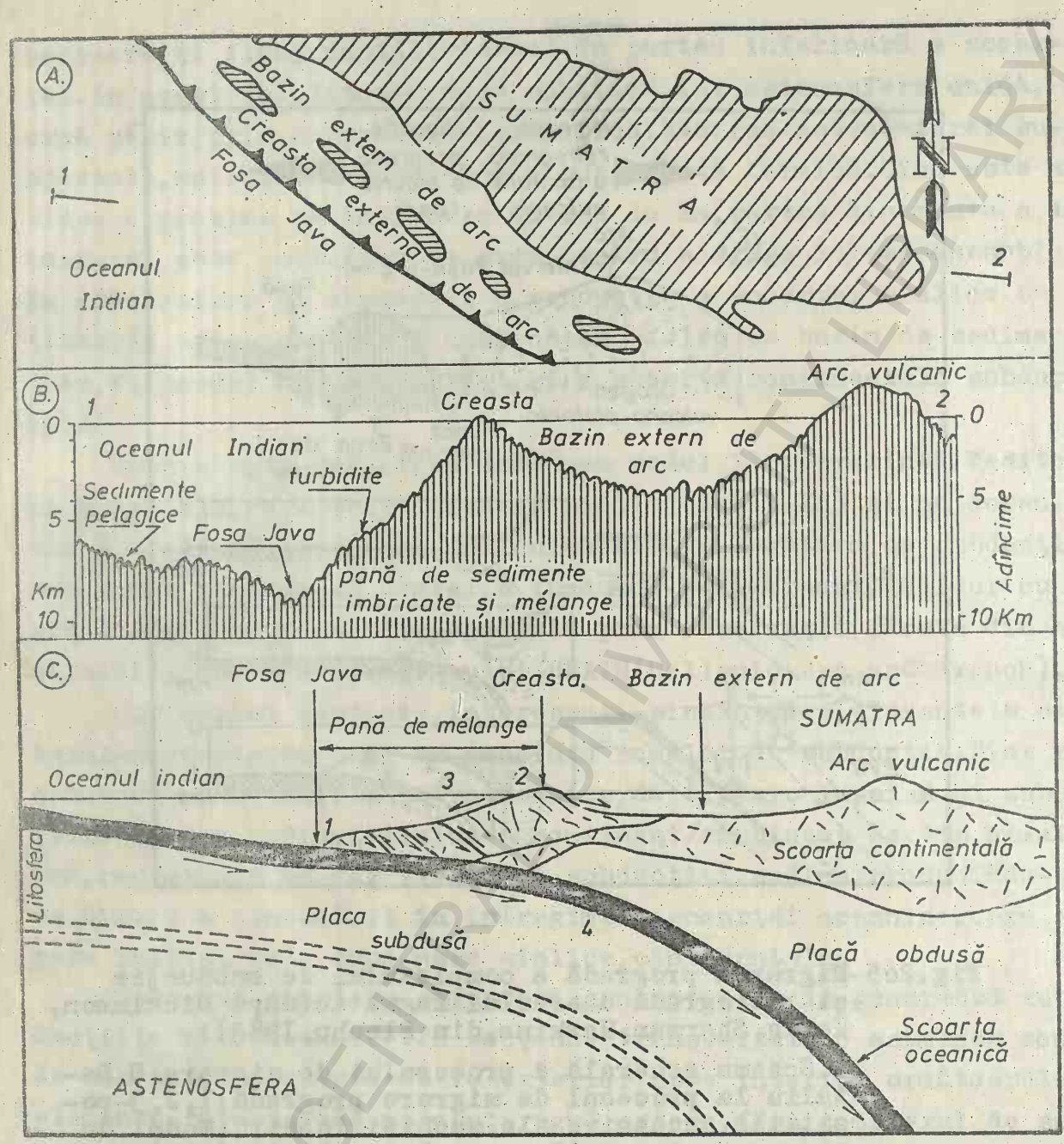


Fig.206-Structurile de arc insular legate de mecanismul de subducție și geneza formațiunii de mélange(model zona O.Indian-din Hamilton,1979):A.Schița elementelor tectonice majore din zona de subducție Java-Sumatra;B. Profil transversal prin zonă,obținut prin reflexie seismică;C.Mecanismul deformărilor și formarea penei de mélange:1.Talpa penei de mélange;2.Creștetul penei;3.Deplasări gravitaționale în zona de pantă a crestei;4.Procesul de tracțiune al plăcii în subducție,care corelat cu deplasările din zona de creastă,dezvoltă un cuplu tensional(forfecări),răspunzător de formarea penei de mélange;procesul determică și o îngroșare a penei de mélange(complexul de subducție)

za acesteia cît şi planul de înclinare a plăcii.Astfel,există constatări,după care vitezele mari atrag după sine fose mai adînci,precum şi diminuarea adîncimii la care începe fuziunea plăcii cu vulcanismul aferent,ca urmare a termalităţii induse de nivelul ridicat al frecării.

Pe de altă parte,la viteze crescute,scade înclinarea plăcii subduse,cu repercursiuni asupra creşterii intervalului fosă-arc vulcanic;există,se pare,din acest punct de vedere,un prag critic al înclinării minime,de la care însă nu se mai realizează fuziunea şi respectiv,arcul vulcanic.

A.Compresiunea la scara Globului:catenele montane

După cum s-a putut deduce,fenomenul de subducţie este adînc implicat în geneza catenelor montane.Scurtarea scoarţelor oceanice sau sialice prin subducţie are drept rezultat aducerea sedimentelor de geosinclinal într-un spaţiu din ce în ce mai restrîns, obligîndu-le să se deformeze,generîndu-se cute,falii,şariaje.

La scară planetară se cunosc atît catene tinere şi anume catenele alpine cît şi catene mai vechi,prealpine.

1.Catenele alpine

Acestea sînt de tip perioceanic şi bicontinentale.

a)Catenele perioceanice.Se întîlnesc în zona peripacifică. Ele formează structuri de arcuri insulare,bordate de fose oceanice profunde cum sînt:fosa Perului(8o5o m adîncime);Tonga(1o.85o); fosa Japoniei(1o.5oo),Filipine(1o.5oo);Mariane(11.ooo);Aleutine (78oo),Java(6ooo),etc.Aceste fose corespund zonelor de subducţie intraoceanică sau de tip andin şi însumează aproximativ 32.ooo km.

b)Catenele bicontinentale.Ele corespund lanţurilor alpine mesogeene,care au fost generate prin compresiunea bicontinentală a sedimentelor acumulate în zona oceanică de dimensiuni reduse a Mediteranei.Curbura importantă a catenei alpine eurasiatice pe anumite zone,cum ar fi a Carpaţilor sau a racordului Himalaiei cu catena Birmană,arată că,la înfruntarea dintre marile plăci continentale au intervenit o serie de complicaţii,introduse de e-

xistenţa unor microplăci sau subplăci, secundare, cu direcţii variate de mişcare.

2. Catenele prealpine

La nivelul scoarţei terestre se întîlnesc, în afara catenelor alpine şi catene mai vechi de 2oo milioane de ani. Acestea sînt catenele hercinice, caledonice şi precambriene, realizate în intervalul de 25o-3 miliarde de ani. Cu cît ele sînt mai vechi cu atît descifrarea istoriei lor geologice este mai dificilă, fiind reorganizate şi reluate în catenele mai recente.

a) Catenele hercinice. Formarea lor corespunde perioadelor Carbonifer-Permian, plasîndu-se într-un interval de timp de 27o-33o milioane de ani. Catenelor hercinice aparţin Ardenii, Meseta Iberică, Uralii, Apalaşii, ş.a. Poziţia catenelor hercinice corespunde perioadei în care actualele oceane Atlantic şi Indian nu erau încă deschise. Din această situaţie se deduce că ele sînt de tip bicontinental, cu excepţia celei din sudul Africii (zona Capului), sudul Americii de Sud (Patagonia) şi Australia, care pot corespunde unor catene de tip perioceanic (Mattauer, 198o).

Caracterul lor bicontinental este bine ilustrat de modelul structural al Apalaşilor (Dietz, 1972; Cady, 1973). Un mecanism similar a generat, se pare, şi catena Uralilor. Poziţia sa actuală sugerează coliziunea a două plăci corespunzătoare platformei Ruse şi celei Siberiene, care în perioada posthercinică s-au sudat, formînd o placă unică, placa eurasiatică.

Fenomenul de paleosubducţie care a precedat coliziunea este argumentat de prezenţa în lungul faliei Uralilor a şisturilor albastre cu glaucofan, reprezentînd, după cum se ştie, un mélange ofiolitic metamorfozat. Disputat însă, rămîne pentru Urali sensul paleoplanului Benioff. Pentru Hamilton (197o) şi Cady (1973) subducţia s-a făcut de la est spre vest, în timp ce după geologii sovietici (Hain, 1977) ea a avut loc de la vest spre est, finalizată cu un fenomen de obducţie. Reală se pare a fi părerea din urmă, dacă luăm în consideraţie faptul că, polaritatea facială indică eşalonarea formaţiunilor de eugeosinclinal la miogeosinclinal de la est spre vest.

In prezent, catenele hercinice sînt aproape în totalitate distruse, peneplenizate şi încorporate în noile plăci continentale. Eroziunea şi peneplenizarea lor a determinat apariţia la zi a unor terenuri a căror deformare s-a realizat la o adîncime mai mare decît a catenelor alpine; de aici şi frecvenţa ridicată în arealul lor a maselor de roci metamorfozate şi granitizate. In cazul în care parte din ele au fost integrate în catenele alpine, evoluţia lor este mai greu de descifrat.

b) Catenele caledonice. Formarea lor în timp corespunde intervalului Ordovician mediu-Devonian (400-480 milioane de ani). Aria lor reprezentativă rămîne Scandinavia, Scoţia şi Groenlanda. In cea mai mare parte însă, au fost integrate zonelor de sedimentare care au generat catenele hercinice, ceea ce împietează mult asupra studiului lor geotectonic. Cel puţin pentru caledonidele europene, care au numeroase trăsături comune cu cele hercinice (Mattauer, 1980), se presupune originea lor bicontinentală.

Tentativa de reconstituire a genezei caledonidelor europene aparţine lui Schmidt şi Söllner (1982). Autorii propun, în conformitate cu presupunerea făcută de Mattauer, un model de realizare a orogenului caledonic din nord-vestul Europei, printr-un fenomen de subducţie, finalizat printr-un episod compresional legat de coliziunea dintre placa nord-americană şi est-europeană, separate iniţial de o zonă oceanică (Protoatlanticul).

După aceşti autori, subducţia din lungul marginii nord-vest europene a determinat în regiunea centrală şi sud-vestică a Europei o expansiune secundară (bazin marginal activ), separînd în acest fel, Europa de Africa (fig. 207).

c) Catenele precambriene. In această categorie intră, printre altele, catena Baikaliană (550-650 milioane de ani) şi catena corespunzătoare actualului scut Canadian (950-1100 milioane de ani). De reţinut că, spre deosebire de catenele anterioare, hercinice şi caledonice, catenele precambriene sînt mai greu de descifrat, fiind lipsite de terenuri fosilifere; singurul criteriu aplicat aici rămîn determinările de vîrstă absolută.

In concluzie, catenele hercinice, caledonice şi precambriene sînt singurele zone care ne permit a reconstitui modificările importante suferite de scoarţa Pămîntului în istoria sa geologică.

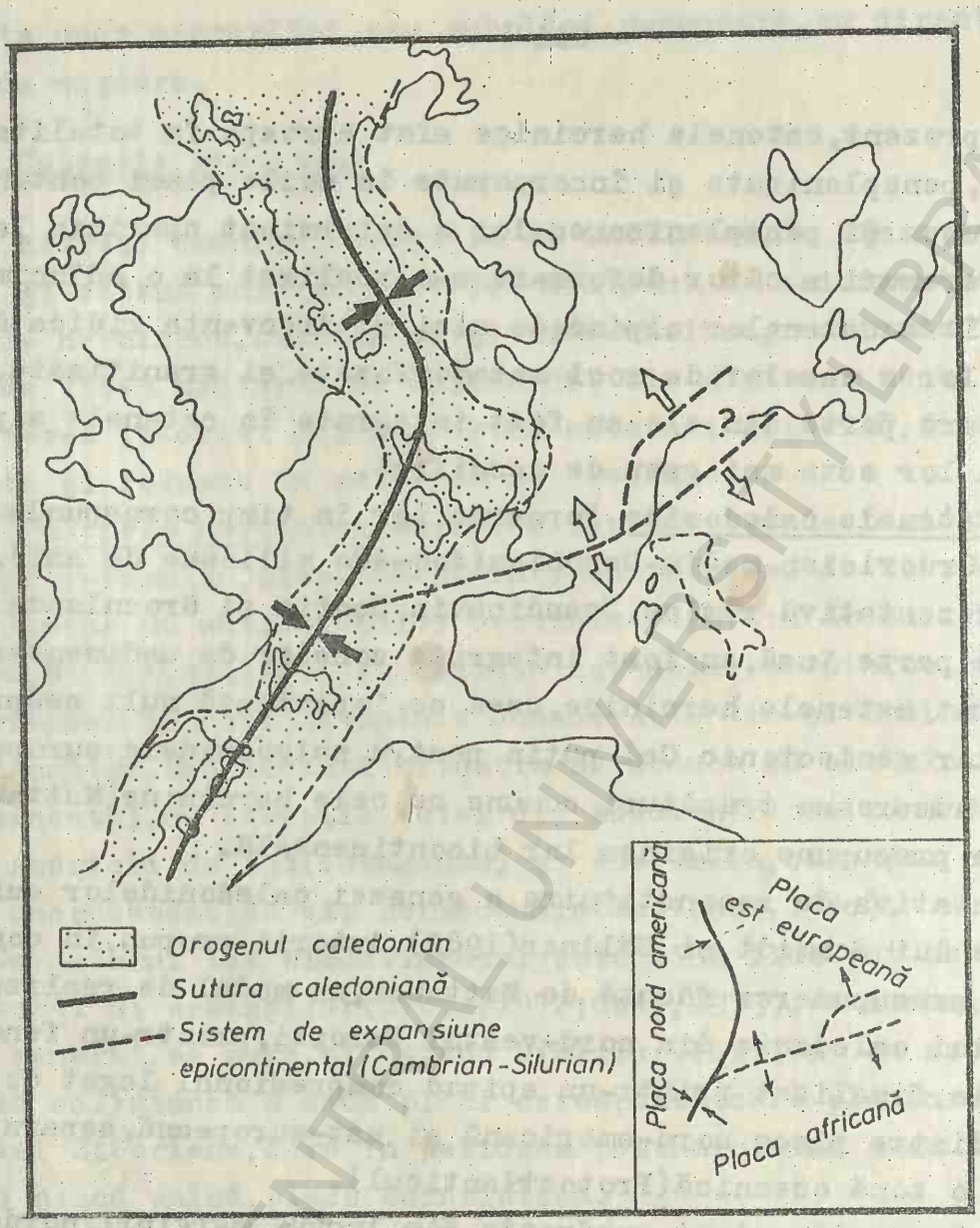


Fig.2o7-Model geodinamic al nord-vestului Europei în Paleozoicul inferior, în legătură cu geneza catenei caledoniene (din Schmidt şi Söllner, 1982)

Nici o zonă oceanică din vremurile prealpine nu s-a conservat, încît deslușirea trăsăturilor acestor paleooceane nu se poate face decît prin analiza atentă a catenelor susmenţionate. Lucrul este pe deplin dovedit de numărul mare de foraje efectuate atît în zona Atlanticului cît şi a Pacificului şi care nu au pus în evidenţă depozite sedimentare mai vechi decît Triasicul, respectiv mai vechi de 18o-2oo milioane de ani.

Dacă cercetarea oceanelor actuale a dus la descifrarea me-

canismelor care guvernează dinamica scoarţei, studiul catenelor montane rămîne singurul mijloc de a reconstitui evoluţia geologică a paleooceanelor.

B. Modelul evolutiv al unei catene montane

Studiul catenelor montane de pe suprafaţa Pămîntului a dus la concluzia că, ele au, întotdeauna, ca evoluţie, o serie de trăsături comune. In primul rînd s-a constatat că, apariţia catenelor montane, a lanţurilor orogene, este legată, cel mai adesea, de zone unde seriile sedimentare au grosimi considerabile. Este logic atunci să se presupună că aceste grosimi mari nu pot fi legate decît de zone de sedimentare de mare profunzime. De aceea, în mod necesar, studiul oricărui orogen presupune mai întîi analiza stivei sedimentare care i-a precedat.

Se consideră că, în istoria geologică a unei catene, se disting următoarele faze: faza de sedimentare sau de geosinclinal, faza de cutare sau tectogeneza şi faza posttectonică sau de reajustare izostatică.

In accepţiunea unor autori (Stille, Kober, Kraus, ş.a.) tectogeneza reprezintă de fapt numai o parte din orogeneză. Aceasta din urmă, înţeleasă ca un proces ce transformă un geosinclinal în catenă cutată, ar cuprinde tectogeneza şi morfogeneza; tectogeneza tradusă ca fază de cutare iar morfogeneza ca fază în care are loc inversiunea de relief.

1. Faza de sedimentare sau de geosinclinal

Teoria geosinclinală a făcut o lungă carieră în geologie, ideea fiind emisă de Hall (1859), iar termenul introdus în circulaţie de către Dana (1875).

Contribuţii la conturarea acestei teorii au adus ulterior, Haug, Kober, Bertrand, Stille, Kraus, Argand, Staub, Belousov, ş.a., sinteza acestor idei, cu importante completări, fiind realizată în ultimele decenii de către Aubouin (1962). Puneri de acord a tectonicii plăcilor cu teoria geosinclinalelor au fost făcute în ultimul timp

de către Dewey, Bird, Dickinson, Hess, Dietz, ş.a.

Geosinclinalele sînt obişnuit zone de sedimentare alungite pe mii de km şi destul de înguste. Ele se instalează cel mai adesea în zona unor plăci continentale, care includ şi catenele mai vechi, sudate acestora. Apariţia şi instalarea ariilor geosinclinale în zonele vechi de platformă, la care s-au sudat şi vechile catene, se explică prin continua redistribuire a materiei din manta şi a alurii curenţilor de convecţie.

Din punctul de vedere al tectonicii globale, în evoluţia unui geosinclinal generat prin distensiune, se separă mai întîi un stadiu de subţiere a scoarţei, prin apariţia de falii normale sau flexurare continuă, formîndu-se un rift continental. Intr-un stadiu mai avansat se formează un şanţ cu fund oceanic de tip M. Roşie sau Oceanul Atlantic, stratul granitic fiind în întregime dispărut. In aceste prime etape, odată cu sedimentarea se manifestă şi un magmatism bazic (ofiolitic) cu neoformare de scoarţă oceanică (sea floor spreading).

Este fapt recunoscut că, geosinclinalele nu apar ca o simplă depresiune. In decursul evoluţiei lor, respectiv din momentul în care dispar distensiunile şi intervin tensiunile compresionale, ele se complică prin apariţia de ridicături şi şanţuri geosinclinale (fig. 208). Zonele ridicate de forma unor creste alungite, cu lăţimi de 2-5 km sau 10-15 km au fost denumite geanticlinale (Haug), intrageanticlinale (Belousov), riduri (Aubouin) sau cordiliere. Cordilierele separă la rîndul lor albii de sedimentare adînci, numite fose, intrageosinclinale (Belousov) sau şanţuri (=sillons-Aubouin). Spre deosebire de cordiliere, fosele se caracterizează prin acumularea unor formaţiuni pelitice, groase şi cu succesiune stratigrafică completă.

In stadiul subsident, numit în ideea clasică a teoriei geosinclinale şi stadiul de scufundare sau vacuitate, sedimentele acumulate sînt de mare adîncă, predominant pelitice, argiloase, asociate cu roci silicioase, radiolaritice şi ofiolite; din acest motiv, depozitele acumulate în acest stadiu poartă numele de "formaţiunea ofiolitică-radiolarit-lutitică". Sedimentarea continuă în condiţiile unor aporturi terigene sărace, fiind predominant pelagice, acumulîndu-se "formaţiunile carbonatate".

Se consideră că,odată cu apariţia cordilierelor şi a fo se-lor,geosinclinalul trece la o fază de maturitate sau de preor - gen,moment ce corespunde cu schimbarea condiţiilor de sedimenta-re,acumulîndu-se formaţiunile de fliş(germ.fliessen-a curge,Studer 1827).Sedimentarea în această etapă se face pe seama denudării cordilierelor ajunse în zona emersă,materialul fiind redistrib t în fose şi ridurile submerse prin curenţi de turbiditate(lat.tu-bidus-tulbure),conferind formaţiunilor trăsături specifice:sedi-mentare ritmică şi granoclasare,mecanoglife,textură convolută, microstratificaţie oblică de curent,etc.In parte,formaţiunile de fliş pot îngloba chiar şi material organogen(calcare allodapice) ,provenind din detritusul recifilor instalaţi temporar pe zonele de "haut fond" oferite de cordiliere.

In ce priveşte nomenclatura aplicată geosinclinalelor ea es-te,cel puţin în literatura de pînă la apariţia tectonicii globa-le,destul de diversă.Aceasta se referă la termenul de gesincli-nal,căruia i se adăugau prefixe de tipul ortho,para,taphro,eu sau miogeosinclinal,în legătură cu forma lor,faciesurile,evolu-ţia sau alte criterii.

Incercările de pînă în prezent,de adaptare a teoriei geosin-clinalelor la noua concepţie a tectonicii în plăci,reţin,deocam-dată,doar termenii de eu şi miogeosinclinal(Stille,1940;Key,1955)

Eugeosinclinalele(gr.eu=adevărat),reprezintă domeniul inter al ariei geosinclinale.Magmatismul iniţial,bazic,generator al scoarţei de tip oceanic,reprezintă trăsătura esenţială a acesto-ra,motiv pentru care sînt cunoscute ca zone ofiolitice sau oceane ensimatice.

Miogeosinclinalele(gr.meion=puţin) reprezintă sectorul ex-tern al acestor arii mobile,suprapunîndu-se pe un fundament de tip platformă,a cărei scufundare în trepte a determinat migrarea şi lărgirea continuă a geosinclinalului,de la interior spre ex-terior.Miogeosinclinalele sînt lipsite de magmatism,încît forma-ţiunile sedimentare nu sînt asociate cu ofiolite;pentru acest mo tiv,ele sînt cunoscute drept oceane ensialice.

Din punct de vedere al tectonicii globale,adică judecînd geosinclinalele în raport de limitele dintre plăcile litosferice, Mattauer(1980) distinge următoarele categorii:de bordură stabilă

de continent, de bordură mobilă de continent, tipul intracontinental şi tipuri complexe.

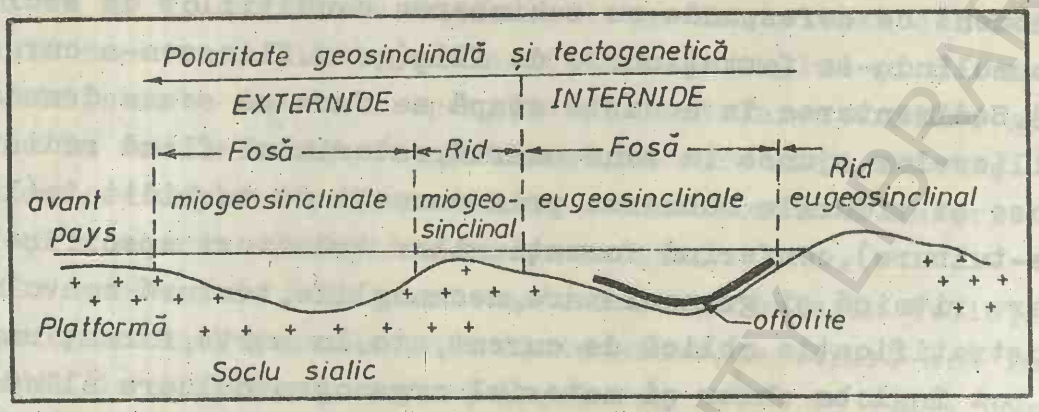


Fig.2o8-Structura, în ideea clasică, a unei zone geosinclinale (din Aubouin, 1962)

a) Tipul de bordură stabilă de continent. Se situează la interiorul aceleaşi plăci litosferice, la limita dintre un continent şi oceanul limitrof. Un asemenea exemplu îl reprezintă zona Atlanticului de pe marginea orientală a continentului Nord-American.

b) Tipul de bordură mobilă de continent Acestea sînt geosinclinale simatice, la limita dintre două plăci, din care una suferă o afundare (subducţie) sub cealaltă după un plan Benioff. Limita dintre cele două plăci corespunde unor zone de fose oceanice; acest tip este caracteristic zonei peripacifice.

c) Tipul intracontinental. Acesta se instalează pe o scoarţă sialică subţiată. Este mult mai frecvent decît se admitea în mod obişnuit (Şengörşi Monod, 198o). După Mattauer, Anzii au la origine un asemenea tip de geosinclinal şi nu aşa cum se considera, că ar proveni dintr-un geosinclinal de tip peripacific.

d) Tipuri complexe. Din această categorie se citează bazine geosinclinale ce corespund unor zone de sedimentare înguste cu scoarţă oceanică de tip M. Roşie sau geosinclinale asociate arcurilor insulare. In ce priveşte grosimea sedimentelor de geosinclinal, ele depăşesc frecvent lo km, putînd atinge 15 sau chiar 2o km.

Trebuie menţionat că, analiza faciesurilor sedimentare geosinclinale este deosebit de utilă, din ele derivînd o seamă de trăsături structurale specifice. In primul rînd, faciesurile vor determina stilul tectonic al catenelor, în sensul comportamentului to-

tal diferit între seriile plastice şi seriile casante, care vor reacţiona diferenţiat în timpul cutărilor; din acest motiv, de multe ori, limitele litologice vor constitui viitoare limite tectonice.

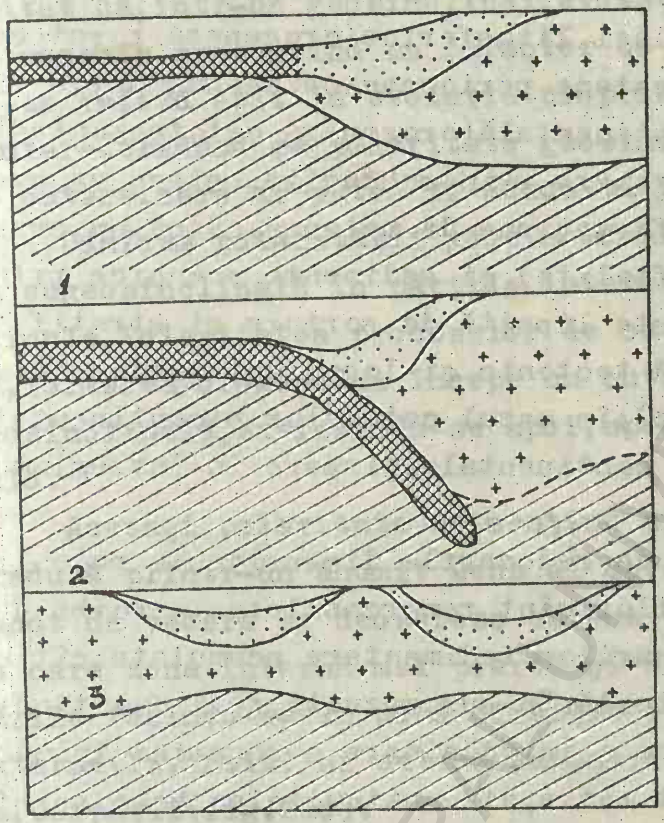


Fig. 209 - Tipuri de geosinclinale din punctul de vedere al teoriei tectonicii plăcilor (din Mattauer, 1980): 1. Tip de bordură stabilă de continent; 2. De bordură mobilă de continent; 3. Geosinclinal de tip intracontinental

In al doilea rînd, faciesurile permit să se facă o idee asupra formei geosinclinalelor la un moment dat, cît şi a modificărilor pe care acestea le-au suferit pe parcursul evoluţiei. De asemenea, neregularităţile batimetrice, adică prezenţa ridurilor care separă fosele geosinclinale vor constitui, în faza de tectogeneză, aliniamente pe care se vor produce importante fracturi, determinînd realizarea pînzelor de şariaj.

Durata fazei de geosinclinal, atinge curent 100 de milioane de ani, uneori chiar 200 milioane de ani sau mai mult, în cazul catenelor hercinice sau precambriene.

2. Faza de cutare sau de tectogeneză

Faza de distensiune urmată de sedimentare activă în şanţul

geosinclinal este succedată de o fază de compresiune. Această compresiune supune scoarţa la o reducere dimensională, la o scurtare, care poate ajunge pînă la 5o%.

Compresiunea în cazul unei catene bicontinentale este generată de coliziunea a două plăci litosferice (orogeneză paratectonică), iar în situaţia unei catene perioceanice, de subducţia plăcii oceanice sub o placă continentală (orogeneză ortotectonică).

In condiţiile unei orogeneze prin subducţie, catena va avea în constituţia ei aşa-zisa formaţiune de mélange, adică un amestec haotic de roci bazice (ofiolite) şi sedimente oceanice prinse într-o pastă argiloasă; ea este lipsită de sortare şi stratificaţie, fiind puternic deformată tectonic şi local metamorfozată (şisturile albastre cu glaucofan); în cazul catenelor bicontinentale, oceanul care separa plăcile continentale, dispare în întregime prin subducţie.

Modificările introduse de reducerile dimensionale pe orizontală, ca urmare a compresiunilor, sînt remarcabile; este vorba de cutarea şi fracturarea terenurilor sedimentare acumulate cît şi o refulare a scoarţei pe verticală. In sus, rezultă reliefurile tînăr al catenei, iar în jos se produce o înrădăcinare a scoarţei în manta. In catenele alpine, din acest motiv, discontinuitatea Moho se află la o adîncime de 6o-7o km, ceea ce înseamnă o înrădăcinare a acesteia de 3o-4o km; cum relieful catenelor alpine atinge 7ooo-8ooo m, înseamnă că, înrădăcinarea scoarţei este de regulă de 4-5 ori mai mare decît amploarea reliefului terestru.

Tectogeneza se realizează în condiţii de compresiune şi de ridicare generală a regiunii geosinclinale. Geanticlinalele (cordilierele) se complică prin cute şi se transformă în anticlinorii, după cum fosele devin structuri sinclinorii. Simultan, iau naştere falii de compresiune (inverse) care evoluează de la cute solzi pînă la pînze de şariaj gigantice.

Direcţia structurilor. Direcţia structurilor unui orogen dă, întotdeauna, o idee asupra gradului de complexitate a acestuia. Există catene rectilinii de tip Caucaz sau Pirinei; altele sînt curbe, comportînd virgaţii, cazul catenei alpine şi indoneziene.

Determinarea direcţiei catenelor se face urmărind axele structurilor plicative (anticlinale, sinclinale) sau rupturale (fa-

lii, şariaje). In seriile care ţin de zonele profunde de evoluţie a catenei, cum sînt stivele cristalofiliene, direcţia va fi decelată prin mijloace microtectonice (şistozitate, lineaţie).

Polaritatea geosinclinală şi tectogenetică. Observaţiile au arătat că, într-un geosinclinal, evoluţia fenomenelor nu se produce anarhic, prezentînd un caracter de polaritate (Aubouin). Aceasta se referă atît la evoluţia propriu-zisă a bazinului de sedimantare, tradusă ca polaritate geosinclinală, cît şi a procesului de cutare, care ar putea fi denumită polaritate tectogenetică.

Conform polarităţii geosinclinale se formează mai întîi fosa eugeosinclinală în părţile interne şi apoi fosele miogeosinclinale. Polaritatea proceselor de cutare se manifestă prin aceea că, formarea orogenului începe cu cutarea depozitelor din zona eugeosinclinală, extinzîndu-se apoi, spre cele din zona miogeosinclinală.

Aceeaşi polaritate se menţine şi pentru structurile derivate, tradusă printr-un anumit sens al deversării acestora. Din acest punct de vedere se deosebesc catene simetrice (orogen bilateral), la care zona internă mai poartă şi numele de zonă axială, deversările făcîndu-se în două direcţii opuse care corespund zonelor externe (Pirineii) şi catene asimetrice (Alpii Occidentali, Himalaia, Carpaţii (fig. 21o).

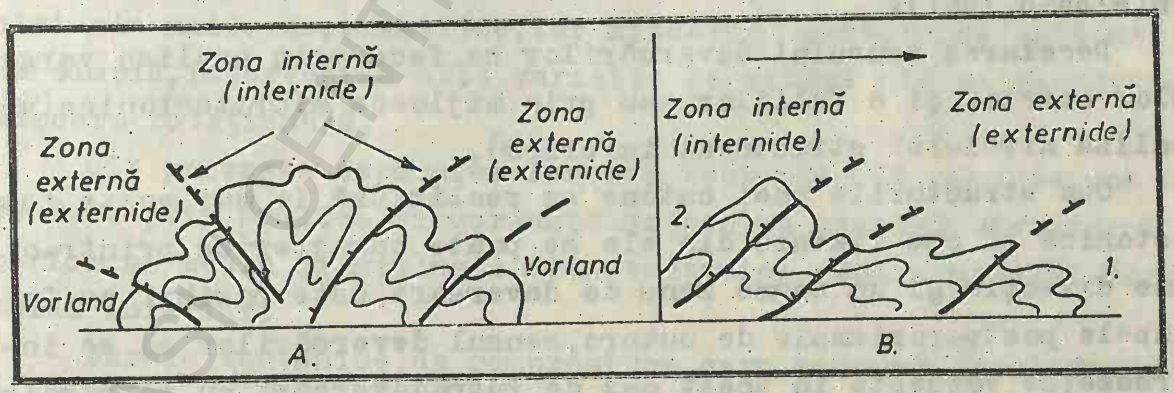


Fig. 21o-Schemă ilustrînd definirea zonelor interne (internide) şi externe (externide) pentru catenele simetrice (A) şi asimetrice (B); B. catene asimetrice; 1. Vorland; 2. Hinterland

In conformitate cu această polaritate s-a creat şi o terminologie, care cuprinde: internide, externide, arrière-pays şi avant-pays. Internidele (Kober, 1921) reprezintă partea catenei geosinclinale formată în zonele interne, eugeosinclinale şi caracterizată prin şariaje, prezenţa ofiolitelor, şi, uneori, a metamorfismului.

Externidele corespund zonelor externe ale catenelor, suprapuse sectoarelor de miogeosinclinal, caracterizate prin lipsa ofiolitelor şi a metamorfismului şi prezenţa şariajelor de decolare gravitaţională.

Zona de arrière-pays, echivalentă a termenului german Himterland, reprezintă masele continentale situate în spatele unui orogen, în timp ce regiunea de avat-pays, corespunde termenului de Vorland (Suess, 1875) şi reprezintă zonele stabile (zonele de craton), care bordează catenele şi spre care se deversează structurile cutate.

Aşadar, în raport de poziţia zonelor orogenice (internide, externide), de evoluţia şanţului geosinclinal (eu-miogeosinclinal), cît şi de descreşterea vîrstei seriilor sedimentare, dinspre interior spre exterior, noţiunile de Vorland şi Hinterland apar clare. Dacă această schemă se încearcă să se adapteze la mecanismul tectonicii globale, atunci polaritatea se va stabili în raport de sensul planului de subducţie, care diferă pentru fiecare tip de orogen (Bleahu, 1981).

Decelarea sensului deversărilor se face prin analiza vergenţelor cutelor şi a faliilor, sau prin mijloace microtectonice (vezi analiza nivelului structural inferior).

Cum structurile unei catene se realizează în mai multe faze tectonice şi cum fiecare din ele se poate caracteriza printr-o anume direcţie şi un anume sens de deversare, este posibil ca, în etapele postparoxismale de cutare, sensul deversărilor să se inverseze; se vorbeşte în acest caz de retrodeversări cu retrosolzi şi chiar retroşariaje.

Noţiunea de fază tectonică. Fenomenele de compresiune care stau la originea catenelor montane se produc în reprize distincte, constituind fazele tectonice de compresiune, separate de perioade de calm relativ.

S-a considerat, în special de către Stille, că fazele tectoni-

ce de compresiune corespund la episcade tectonice instantanee şi de extensiune mondială, creindu-se o vastă nomenclatură utilizată atît în stratigrafie cît şi în tectonică. In ultimul timp însă, se consideră că, acestea trebuiesc utilizate cu rezervă, avînd în vedere că fazele de compresiune se dovedesc a avea o valoare strict regională.

In catenele alpine s-au putut separa faze de cutare rapide, de 1-5 milioane de ani şi altele mai lungi, de 10-20 milioane de ani. Se pare însă că, fazele scurte au o extensiune limitată la scară regională. Cu alte cuvinte, nu este suficient a data o fază tectonică de compresiune într-un singur punct, ci pe o arie mai vastă, pentru a se putea deduce dacă ea s-a produs în acelaşi moment sau dacă vîrsta sa este variabilă de la o zonă la alta.

Din acest punct de vedere se consideră că, există o "migrare a fazelor tectonice de compresiune, atît în timp cît şi în spaţiu ; este greu însă de a decela o fază care migrează, de fazele locale care afectează teritorii restrînse.

Caracterul regional al fazelor tectonice de compresiune, cît şi migrarea în timp a acestora se datorează condiţiilor variate în care are loc compresiunea sedimentelor de geosinclinal. Această compresiune nu poate fi uniformă, deoarece grosimea sedimentelor nu este aceeaşi pe tot parcursul geosinclinalului, marginile plăcilor şi microplăcilor intrate în mişcare convergentă nu sînt nici ele uniforme, simetrice, iar mişcarea acestora nu este atît de simplă, intervenind atît variaţii de viteză cît şi sensuri de mişcare rotaţională.

Cît priveşte separarea fazelor tectonice de compresiune ea se face prin analiza discordanţelor pentru nivelul structural superior şi mediu şi mijloace microtectonice pentru nivelul structural inferior,

Fazele tectonice de compresiune care concură la edificarea unei catene montane formează în totalitatea lor un ciclu tectogenetic; ciclurile tectonice din istoria Pămîntului au fost stabilite pentru prima dată de către Bertrand şi au fost denumite, huronian, caledonian, hercinic şi alpin (tabel 13).

Există, în raport de faza principală de cutare a fiecărui ciclu, denumită şi paroxismală, cutări precursoare sau preparoxismale

şi cutări postume sau postparoxismale. Ele se traduc prin compresiuni cu scurtări variabile ale scoarţei.

Cel puţin pentru ciclul alpin din catenele limitrofe M gre, s-au pus în evidenţă următoarele faze tectogenetice:

-faza eocimmeriană (kimmerică veche-H. Stille, 1910), menifestată la finele Liasicului, cu zona tip Crimeea şi Dobrogea de N;

-faza neocimmeriană (kimmerică nouă), finele Valanginianului, regiunea tip fiind Crimeea;

-faza mezocretacică (austrică-Stille, 1924), finele Albianului;

-Faza mediteraneană (pre-Gosau), Turonian;

-faza laramică (Dana, 1896-reg. tip. S.U.A.), finele Senonianului, dar decalată în timp de la o zonă la alta din Senonian şi pînă în Paleocen (Săndulescu, 1980);

-faza pyreneană, în Eocen mediu;

-faza savică în intra-Miocen inferior;

-faza moldavică (Badenian şi Sarmaţian);

-faza valahă (Stille), finele Pliocenului cu zona tip regiunea Vrancei.

Stilul tectonic. Alura generală a structurilor oricărei catene depinde în ultima instanţă de natura materialului supus deformărilor compresionale cît şi de intensitatea acestora. Din punct de vedere al intensităţii compresiunilor vom avea catene fără pînze de şariaj, cum este cazul Anzilor şi catene cu pînze de şariaj, exemplul Alpilor, Carpaţilor şi Himalaiei.

Cît priveşte influenţa litologiei se distinge o tectonică specifică cuverturilor (tectonica de cuvertură, Argand, 1924) şi o alta a soclului.

Cuverturile, corespund unor terenuri sedimentare mezozoico-terţiare pentru ciclul alpin, spre exemplu, şi sînt reprezentate fie prin serii incompetente, plastice, fie prin alternanţe de formaţiuni de competenţă diferenţiată. Depozitele de cuvertură se caracterizează de obicei printr-o tectonică plicativă şi rupturală, antrenate frecvent în decolări, desolidarizîndu-se de soclu.

Soclurile corespund unor cicluri anterioare, în genere unor substraturi hercinice sau mai vechi, de obicei metamorfice, ale căror proprietăţi mecanice contrastează evident cu cele ale cuverturii. Deşi ambele sînt cutate, ele sînt separate printr-o discor-

danţă majoră. In cazul în care avem de a face cu un substrat hercinic sau prehercinic, constituit din roci sedimentare plastice, cu comportament similar cuverturii, nu se poate vorbi de un soclu. Trebuie de reţinut în acest sens că, noţiunilor de soclu şi cuvertură nu trebuie să li se dea înţeles stratigrafic, ci în exclusivitate litologic, de comportament mecanic.

In prezenţa unor cuverturi anormal de plastice se realizează întotdeauna o tectonică epidermică, de tipul pînzelor de decolare gravitaţională. In soclurile rigide, casante, va prevala tectonica rupturală. Acestea vor fi şi ele antrenate în structurile de şariaj, dar numai în pînzele de forfecare.

Cît priveşte raportul dintre faza de tectogeneză şi faza de sedimentare, este necesar să consemnăm că, din punct de vedere al tectonicii plăcilor, teoria geosinclinală, în forma ei cunoscută, este, după numeroşi autori, criticabilă.

In primul rînd pentru motivul că ea vede în orice zonă a scoarţei, care atinge un stadiu de geosinclinal, o regiune care necesarmente se cutează şi se transformă într-o catenă, şi, în al doilea rînd, pentru faptul că în totalitatea ei s-a bazat în exclusivitate pe date geologice şi paleogeografice, neluînd în consideraţie consecinţele geofizice ale raporturilor dinamice dintre scoarţă şi manta.

După unii autori, ţinînd cont de mecanismele generale ale distensiunii şi compresiunii şi de înseşi legităţile tectonicii globale, este imposibil de a vedea într-o zonă de distensiune, în mod obligatoriu, o viitoare zonă de compresiune.

Dacă la originea genezei geosinclinalelor stau fenomene de oceanizare prin riftogeneză (sea floor spreading), prin separarea a două plăci, se pune problema care va fi evoluţia lor ulterioară. In acest sens există două posibilităţi: spre un ocean adevărat, pe marginea căruia orogeneza va fi amînată multă vreme, aşa cum este cazul Atlanticului, sau spre un orogen, dacă plăcile suferă o mişcare de apropiere, printr-o inversiune în plan orizontal al mişcărilor. Dar cine dirijează aceste situaţii?

Se presupune că, (Lăzărescu, 1980) totul depinde de modul de rupere a plăcilor. Dacă se separă două plăci majore, atunci oceanul se va deschide mult precum Atlanticul. Dacă ruperea lasă un

TABEL 13

Ciclurile orogenetice din istoria Pămîntului şi fazele tectonice corespunzătoare (simplificat)

Mil. ani	Ere	Perioade	Epoci	Cicluri orogenetice	Faze tectonice de compresiune
1,8	NEOZOIC	Cuaternar			
		Neogen	Pliocen Miocen	Ciclul alpin	valahă rhodaniană attică stirică savică pyreneană
65		Paleogen	Oligocen Eocen Paleocen		laramică austrică neocimmeriană
	MEZOZOIC	Cretacic	Superior Inferior		
		Jurasic	Malm Dogger Lias		eocimmeriană
230		Triasic			palatină
	PALEOZOIC	Permian Carbonifer Devonian Silurian Ordovician Cambrian		Ciclul hercinic	saalică asturică erzgebirge sudetă bretonă ardenică
570				Ciclul caledonian	taconică sardă
	PROTEROZOIC			Cadomian= Assyntic	
2600	ARHAIC				
3600					

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

...zaic de microplăci între cele două plăci majore, atunci tendinţele de reînchidere a foselor geosinclinale se vor realiza mai repede şi se vor naşte lanţuri de orogen de vîrste apropiat (cazul domeniului mediteranean al Tethysului). Apariţia de microplăci este impusă, se pare, nu numai de fenomenele de riftogeneză (distensiune) dar şi de cupluri de forţe, avînd drept rezultat mi cări de rotaţie diferenţiate ca amploare.

3. Faza de reajustare izostatică

Sub efectul tectogenezei, scoarţa sialică de o densitate ρ_s = 2,7 s-a înrădăcinat adînc în manta a cărei densitate este mai ridicată, anume ρ_m = 3,3. Din această diferenţă de densitate rezultă tendinţa de ridicare a întregii zone de orogen, ceea ce corespunde fenomenului de reajustare sau reechilibrare izostatică a c tenei.

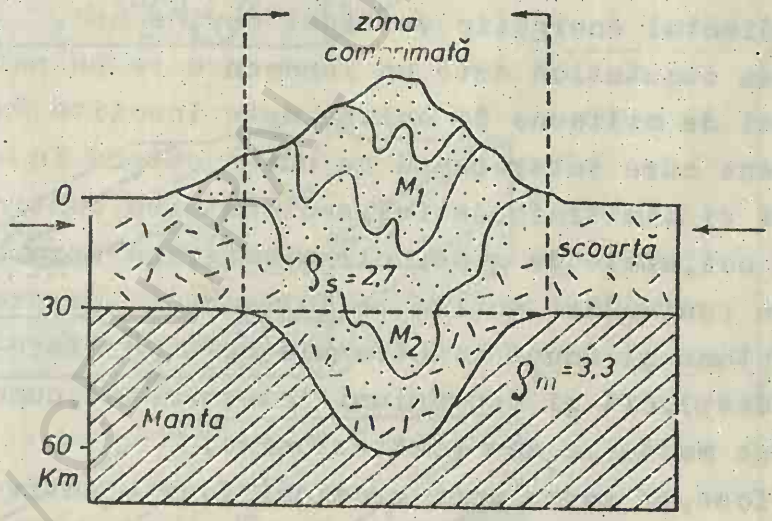


Fig. 211-Mecanismul de reajustare izostatică a catenelor :M_1-masa părţii externe a catenei; M_2-masa crustală a catenei, înrădăcinată în mantă, determinînd depresiunea discontinuităţii Moho

Această reajustare izostatică reprezintă de fapt, un proces determinat de tendinţa sistemelor de a căpăta echilibru gravitaţional în condiţii statice. El se realizează cînd gradientul energetic vertical este nul. Sub efectul compresiunilor, şi mai ales

în cazul coliziunii continent/continent, orogenul formează un bloc crustal cu o parte internă, înrădăcinată în manta şi unul extern situat deasupra suprafeţei medii a mantalei, considerată nivel de referinţă (fig.211).

Rădăcina blocului dislocuieşte o masă din manta,

$M_2 = V_2 \cdot \rho_m$; în care,

V_2 = volumul rădăcinii;

ρ_m = densitatea medie a mantalei dislocuite

Pentru a se ajunge la echilibru gravitaţional, este necesar, conform principiului lui Airy şi Pratt, ca:

$M_2 = M_1$; în care, M_1 = masa blocului extern de densitate ρ_s, adică,

$$V_2 \cdot \rho_m = V_1 \cdot \rho_s$$

Rezultă deci, luînd în consideraţie că densitatea medie a blocului crustal extern este mai mică, o tendinţă de ridicare ce va dura pînă în momentul în care relaţia respectivă este satisfăcută, adică gradientul energetic vertical devine nul.

Reajustarea izostatică este un fenomen care se petrece pe parcursul a zeci de milioane de ani. Ea este însoţită încă de o serie de fenomene care interesează nu numai catena în sine, dar chiar şi zonele ei limitrofe. Astfel, sedimentarea continuă în condiţii cu totul noi, apele de geosinclinal migrînd spre bordura catenei, unde prin scufundări active se formează depresiuni longitudinale premontane şi anume avantfosele (germ. Vortiefe-Suess, 1909; engl. foredeep), cît şi depresiuni intermontane, cunoscute sub numele de bazine molasice sau posttectonice.

In avant-fose, pe seama unei eroziuni foarte active a catenei, se formează depozite molasice (probabil de la lat. mollis-moale), adică serii groase de depozite detritice, lipsite de maturitate şi asociate cu roci evaporitice (sare, gipsuri) sau cărbuni, ca urmare a evoluţiei acestora spre un regim lagunar sau paralic.

In final, avantfosele se integrează structural lanţului muntos cutat. Eroziunea asociată ridicării în bloc a catenei, în perioada de reajustare izostatică, sfîrşeşte prin transformarea acesteia într-o regiune peneplenizată, cratonică, integrată plăcilor continentale rigide.

Fig.212-Schematizarea stadiilor de evoluţie a unei catene montane(compilaţie,din Mattauer,1980):1.Scoarţă continentală cu catenă veche peneplenizată;2.Faza de geosinclinal;3.Tectogeneza cu formarea reliefului şi înrădăcinarea catenei în manta;4.Faza de reajustare izostatică; 5.Peneplenizarea noii catene;în diagramă:curba mişcărilor tectonice(linie continuă);curba reliefurilor corespunzătoare tipurilor de tensiuni(linie întreruptă)

4.Orogeneza şi magmatismul

Pe parcursul evoluţiei unei catene,de la faza de gesinclinal şi pînă la cea de reechilibrare izostatică,au loc intense fenomene magmatice,legătura lor cu eşalonarea în timp a proceselor orogenice,constituind un ciclu tectonomagmatic.

In acest sens,cel mai des invocat în literatură,este ciclul propus de către Stille(1924) şi care ar cuprinde: magmatismul iniţial,bazic,magmatismul acid sinorogen intrusiv(sialic sau litogen-granitic şi granodioritic),magmatismul subsecvent,andezitic,şi,în fine,un magmatism final,bazic(tardorogen).

Nu există încă o discuţie critică în vederea sincronizării ciclului tectonomagmatic în sensul Stille,cu etapele pe care le parcurge un orogen în conceptul tectonicii globale.Totuşi,în principiu,se admite că,magmatismul iniţial corespunde cu stadiul de deschidere a bazinelor oceanice şi de expansiune a acestora, adică etapa de acreţie,cînd are loc neoformarea de scoarţă simatică,specifică eugeosinclinalelor.Si,într-adevăr,s-a demonstrat (Coleman,Hess,Dietz) că ofiolitele alpine cît şi cele mai vechi, sînt identice cu rocile bazice şi ultrabazice ale fundurilor oceanice actuale,reprezentînd deci,material de manta şi de crustă oceanică,conservat în catene prin procesul de subducţie implicat în orogeneză.

Celelalte faze din ciclul tectonomagmatic amintit,ar putea fi regăsite în magmatismul de subducţie,ştiut fiind că,procesul respectiv este implicat în orice orogeneză,indiferent de tipul ei,andin,de arc insular sau de tip himalaian.

Este vorba de faza magmatismului plutonic acid şi a magmatismului subsecvent andezitic,preponderent efuziv,care s-ar putea identifica cu succesiunea temporală şi de polaritate compoziţională,dispusă zonat,determinată de procesul de subducţie,succesiune care de la exterior spre interior cuprinde:bazalte-roci plutonice acide-efuziuni andezitice calco-alcaline.

O asemenea rezolvare a problemei,după cum arată Bleahu(1983) ,pare simplistă şi nu ar ţine seama de elementul timp(ciclul lui Stille se eşalonează pe zeci sau sute de milioane de ani,în timp

ce avansarea unei plăci în subducţie cu procesul magmatogen aferent se face în cîteva milioane de ani), deşi, asemănarea evenimentelor magmatice invocate, nu poate rămîne întîmplătoare.

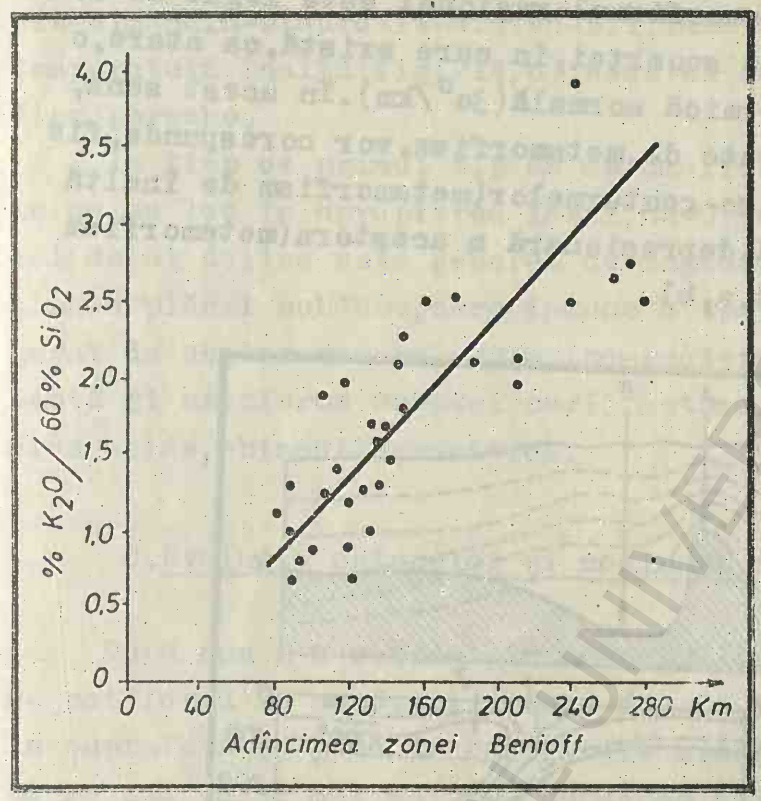


Fig.213-Polaritatea geochimică a magmatitelor de subducţie, ilustrată de creşterea conţinutului în K_2O, în raport cu adîncimea de proveniență a magmelor; probele din diagramă provin din diferite zone vulcanice (Tonga, Kurile, Antile, Japonia) (după Hatherton şi Dickinson, din Bleahu, 1983)

Din această scurtă analiză se deduce că, studiul magmatismului este indispensabil în cunoaşterea oricărei catene, natura acestuia fiind specifică fiecărei etape din evoluţia orogenului. Din acest punct de vedere, în ultimul timp, prezintă o largă utilizare indicii de polaritate geochimică, cum ar fi conţinutul în K_2O, la un nivel anume de silice, pe baza căruia se pot reconstitui, orientarea planului Benioff, adîncimea zonei de subducţie şi grosimea crustei traversate de magme (fig.213).

5. Orogeneza şi metamorfismul regional

După cum se cunoaşte, metamorfismul reprezintă fenomenul de transformare mineralogică a rocilor sub efectul temperaturilor şi a presiunilor ridicate. Poate exista un metamorfism de contact,

pentru efecte termice locale şi un metamorfism care se produce la scara întregii scoarţe, cunoscut drept metamorfism regional, întîlnit în exclusivitate în lanţurile orogene.

Este recunoscut că, metamorfismul regional este legat de zonele de anomalii termice ale scoarţei, în care există, ca atare, o abatere de la treapta geotermică normală (30°/km). In acest sens, porţiunile din catene afectate de metamorfism, vor corespunde, fie la o alură de bombament a iso-geotermelor (metamorfism de înaltă temperatură), fie la o formă depresionară a acestora (metamorfism de înaltă presiune) (fig.214, a, b).

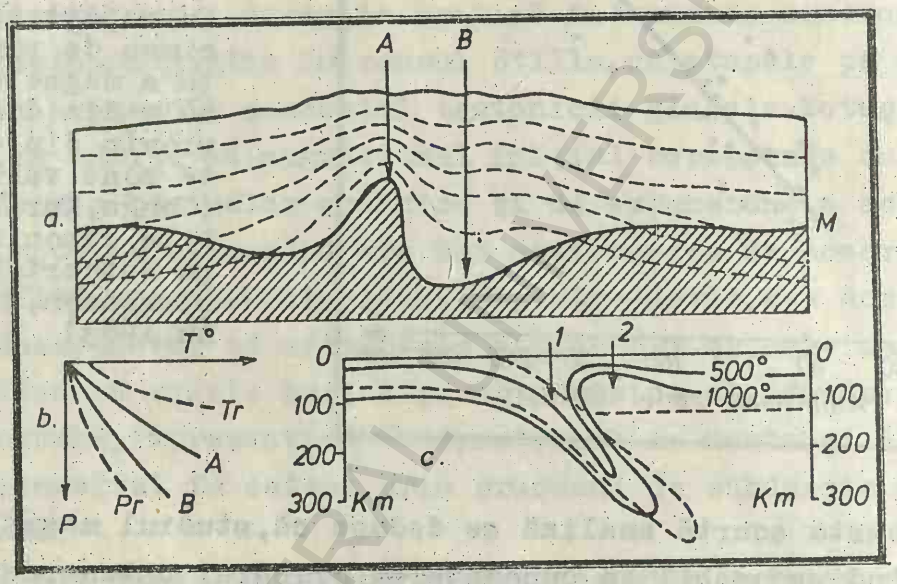


Fig.214-Forma iso-geotermelor specifică pentru două faciesuri metamorfice distincte (a) şi transpunerea lor în diagrama presiune (P)/temperatură (T) (b); c. Alura iso-geotermelor în cazul unei catene de arc insular, cu formarea seriilor metamorfice pereche: 1. metamorfism de presiune ridicată; 2. metamorfism de temperatură ridicată; P_r - presiune ridicată; T_r - temperatură ridicată (compilaţie din Mattauer, 1980)

Asemenea condiţii apar în cazul subducţiei, proces care regizează, în lumina tectonicii globale, atît mecanismul propriu-zis al orogenezi cît şi metamorfismul regional. Faptul a fost pus în evidenţă de către Miyashiro şi explicat genetic de către Ernst. Anume, în catenele de arc insular, peripacifice există două zone de metamorfism: la exterior, înspre ocean, seria metamorfică a şis-

turilor albastre, corespunzătoare unui metamorfism de presiune înaltă şi temperatură scăzută(15o-5oo°; 3-1o kbari), iar spre interior, o serie de faciesuri metamorfice barroviene(clorit-biotit-almandin-staurolit-disten-sillimanit)de presiune joasă şi temperatură înaltă(fig.214, c); acestea constituie zonele metamorfice pereche.

In timp ce primul tip de metamorfism este legat de procesele ce au loc în apropierea fosei, ca urmare a subducţiei active, cel de al doilea este generat de magmatismul determinat de fuziunea plăcii subduse, care induce o temperatură ridicată, fapt sugerat de deplasarea în sus a iso-geotermelor; acelaşi fapt îl atestă şi asocierea acestei serii metamorfice cu corpurile plutonice acide, obişnuit granitice.

C. Evoluţia catenelor şi noţiunea de nivel structural

După cum s-a reţinut, în momentul tectogenezei, structurile se pot forma în condiţii fizice foarte variabile, de la cele de la suprafaţă şi pînă la condiţiile specifice unor adîncimi de 4o km sau chiar mai mult. La asemenea adîncimi, sedimentele pot ajunge la presiuni de 1o.ooo bari şi temperaturi de peste 1ooo°C.

Se înţelege că, structurile tectonice de compresiune vor avea în acest caz la origine, mecanisme diferite, în funcţie de adîncimea la care are loc deformarea. Plecînd de la aceste constatări, s-a ajuns la concluzia că, în studiul structurilor tectonice care afectează formaţiunile catenelor montane, trebuiesc avute în vedere o serie de domenii unde legile deformării rămîn analoge. In acest sens(Mattauer, 1973; Aubouin, 1975) s-a introdus noţiunea de nivel structural, care reprezintă domeniul scoarţei în care mecanismele deformării rămîn aceleaşi.

Noţiunea de nivel structural impune principiile de separare a acestora, în raport de cunoaşterea diferitelor mecanisme de deformare ale scoarţei sub acţiunea compresiunii.

După cum se ştie, de la comportamentul casant la presiuni şi temperaturi reduse, rocile devin ductile la presiuni litostatice şi temperaturi ridicate, putînd atinge chiar punctul de fuziune,

cînd se comportă ca fluide vîscoase.Cînd rocile sînt casante, deformarea se va manifesta prin faliere;în aceste condiţii,mecanismul elementar de deformare este forfecarea.

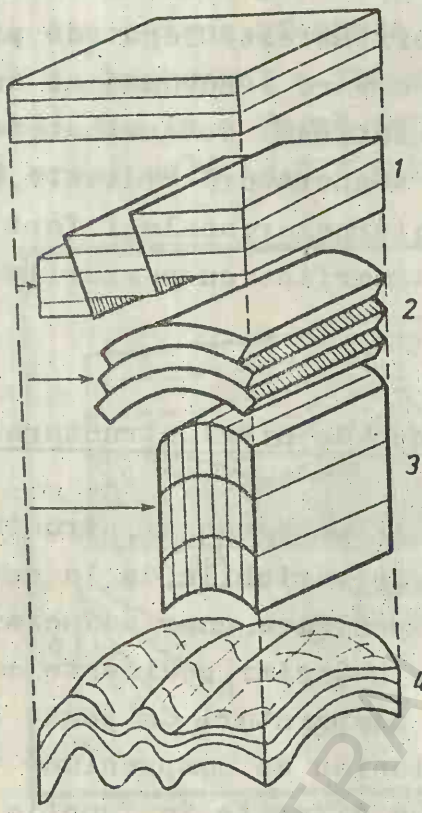


Fig.215-Diferitele mecanisme de deformare,variabile cu adîncimea la care ajung depozitele din catene(din Mattauer,1980):1.Forfecare; 2.Flexionare;3.Aplatizare; 4.Curgere

In condiţiile de ductilitate moderată,deformarea conduce la formarea de cute paralele,mecanismul elementar fiind flexionarea. Dacă rocile devin şi mai ductile,adică creşte adîncimea,respectiv presiunea litostatică,temperatura şi stressul tectonic,ele sînt supuse unei aplatizări avansate,cu apariţia şistozităţii şi a cutelor neparalele(anisopace);în acest caz mecanismul elementar de deformare se spune că este aplatizarea.

In sfîrşit,odată cu creşterea temperaturii şi a presiunii, rocile ating punctul de fuziune sau aproape de fuziune şi se comportă ca fluide vîscoase.In această situaţie,structurile tectonice se deosebesc de cele anterioare iar mecanismul elementar de

deformare îl constituie curgerea(fig.215).

Se pot individualiza,ca atare,o serie de mecanisme elementare,care apar în deformarea scoarţei,odată cu afundarea catenei în timpul tectogenezei,mecanisme care stau de fapt la baza separării nivelelor structurale.

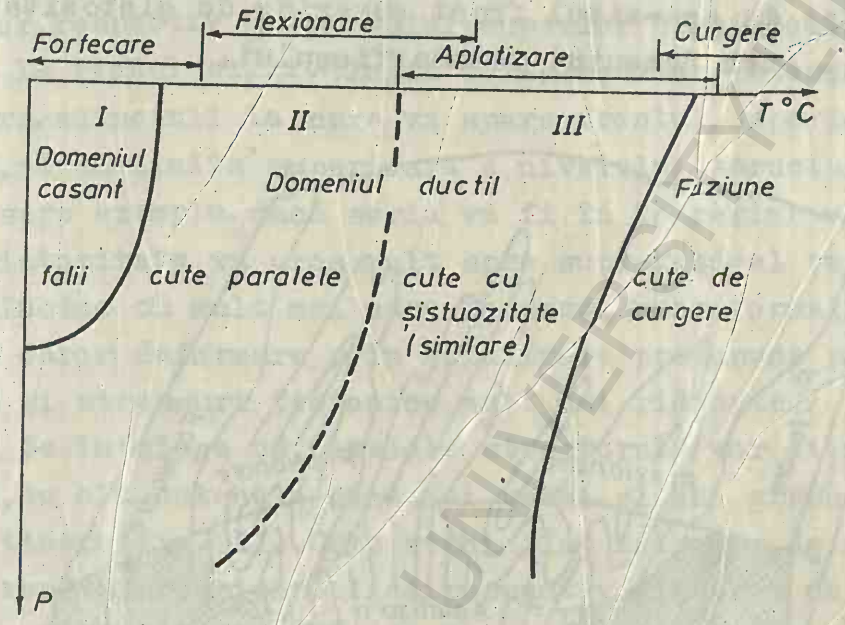


Fig.216-Mecanismele de deformare a rocilor în raport de presiunea litostatică şi temperatură şi nivelele structurale corespondente(din Mattauer,1973):I.Nivelul structural superior;II. Nivelul structural mediu;III.Nivelul structural inferior

Vom avea,astfel,un nivel structural superior,în care domină forfecarea,un nivel structural mediu,unde specifică rămîne flexionarea,şi,în sfîrşit,unul inferior,unde deformarea se face prin aplatizare şi curgere(fig.216).De menţionat că,în natură,aşa cum reiese şi din fig.216,nu există o trecere bruscă între diferitele mecanisme elementare de deformare,ci numai o tendinţă de evoluţie progresivă şi-n acelaşi timp un mecanism dominant,la un anumit nivel al scoarţei.

In timp ce nivelul structural superior este domeniul faliilor,nivelul structural mediu rămîne domeniul cutării paralele.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Mecanismul dominant în nivelul structural inferior este la început aplatizarea iar apoi curgerea;aceasta este domeniul cutelor neparalele.In secţiunea superioară a nivelului structural inferior,cutele sînt acompaniate de şistozitate generalizată,în timp ce,în cea inferioară ea dispare,materia avînd un comportament fluidal-vîscos.In partea superioară,nivelul structural inferior este limitat de aşa-zisul front superior de şistozitate(FSS). Nivelul inferior este domeniul metamorfismului.

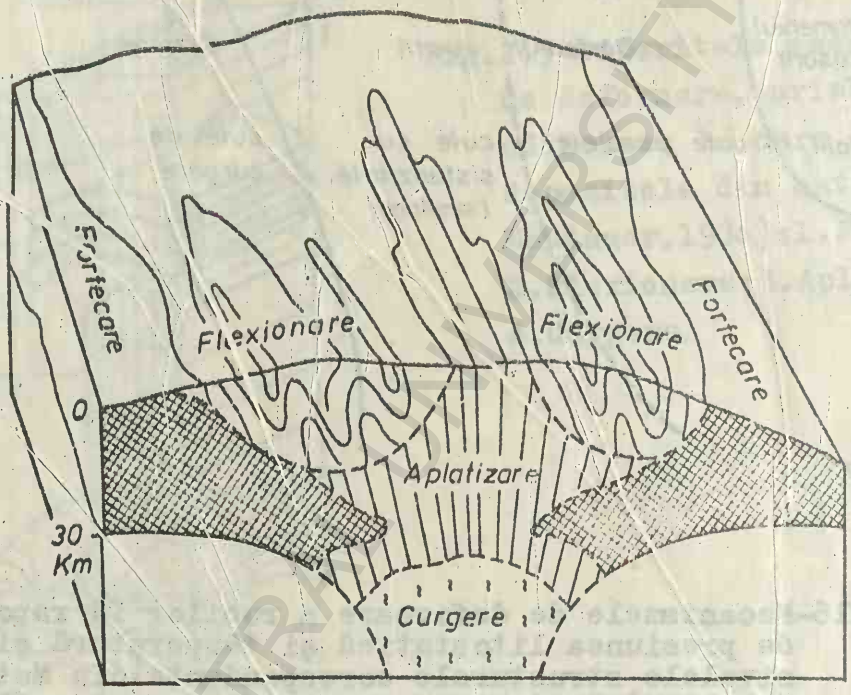


Fig.217-Raporturile geometrice dintre nivelele structurale,cu tipurile specifice de deformare,în cadrul unei catene tinere, simetrice(din Mattauer,1980)

Factorii care determină limitele şi grosimea nivelelor structurale

La scara catenelor,limitele dintre nivelele structurale cît şi grosimea lor este variabilă,întrucît,acestea nu depind numai de creşterea adîncimii ci şi de o serie de factori printre care un rol important îl au gradientul geotermic,gradientul tectonic şi litologia.

In cazul unui gradient geotermic ridicat,nivelele structura-

le se vor găsi la o profunzime mai mică iar grosimea lor va fi mai redusă, ca urmare a atingerii mai rapide a pragului de ductilitate şi fuziune a rocilor.

Variaţia stressului tectonic va influenţa, de asemenea, alura nivelelor structurale. In particular, dacă stressul tectonic creşte, va rezulta o ridicare a limitei nivelului structural inferior, respectiv a frontului superior de şistozitate (FSS).

La rîndul ei, litologia formaţiunilor influenţează şi ea asupra adîncimii la care va apare frontul superior de şistozitate, adică limita superioară a nivelului structural inferior. Aşa spre exemplu, dacă seria va fi în întregime marnoasă, frontul de şistozitate va urca mult spre suprafaţă; el va fi întîlnit la o adîncime cu mult mai mare în cazul unor formaţiuni competente şi a căror deformare prin aplatizare presupune presiuni litostatice şi stressuri tectonice mult mai ridicate.

Se înţelege că, nivelele structurale vor fi mai uşor investigate, cu cît catenele sînt mai vechi şi mai gresu cu cît sînt mai tinere (fig. 217). Cele vechi sînt mai uşor de investigat, întrucît reajustarea izostatică, respectiv mişcarea de ridicare a catenei, a dezvelit zone din ce în ce mai profunde.

Se poate ajunge la o clasificare a catenelor după extinderea şi raporturile nivelelor structurale. Astfel, se vor deosebi catene fără şistozitate, în care apar numai structuri specifice nivelului structural mediu şi superior, adică numai cute şi accidente rupturale. Este cazul catenelor care au suferit compresiuni uşoare (Jura, Atlasul Marocan). Există apoi catene în care pe lîngă structurile specifice primelor nivele, apare şi şistozitatea; ele corespund unor catene de orogen supuse la compresiuni şi scurtări importante (Pirineii, Alpii, Caucazul). De asemenea, ap catene în care aflorează numai sectoare profunde situate sub frontul superior de şistozitate; în această categorie se numără catenele precambriene.

. . .

D. Faliile inverse (de compresiune): caracteristici şi evoluţie

Fracturile produse prin compresiune îmbracă dimensiuni de la cîţiva milimetri pînă la sute de kilometri. Ele sînt specifice nivelului structural superior, dar în raport de litologie pot apare şi în nivelul structural mediu şi inferior.

Adîncimea lor de dispariţie, la acelaşi stress de compresiune, va fi în raport de natura rocilor afectate; aşa spre exemplu, în cazul marnelor vor dispare la 2000 m iar a gresiilor la 5000 m. Momentul dispariţiei va corespunde, în mod logic, cu limita de trecere de la domeniul casant la domeniul ductil. Limita lor la care individualizarea devine dificilă corespunde cu apariţia şistozităţii generalizate.

Planele de ruptură a faliilor corespund, întotdeauna, unor zone de strivire care suferă modificări odată cu adîncimea. La adîncimi uşoare, pe planele de falie se formează breciile tectonice. Odată cu creşterea adîncimii, elementele breciilor se reduc ca dimensiuni şi suferă o deformare plastică. La o deformare accentuată aceste elemente sînt distruse şi aduse la dimensiuni extrem de fine, formîndu-se milonitele. Creşterea adîncimilor, corelată cu ridicarea presiunilor şi temperaturilor are drept consecinţă trecerea milonitelor într-o fază vitroasă, constituind pseudotachylitele.

In concluzie, se poate spune că, de la suprafaţa scoarţei, în adîncime, tipurile de deformări care acompaniază faliile sînt numeroase: de la faliile nete, corespunzătoare domeniului casant, la cute şi falii în domeniul ductil unde predomină flexionarea şi dispariţia lor în zona de şistozitate generalizată, corespunzătoare aplatizării.

Factorii care determină înclinarea faliilor inverse. Căderea faliilor inverse este extrem de variabilă, întîlnindu-se toate tipurile intermediare între faliile redresate aproape de verticală şi faliile orizontale. Mai mult chiar, aceeaşi falie îşi poate schimba unghiul de înclinare, în funcţie de adîncime şi de litologie.

Influenţa adîncimii. Se pare că, toate faliile inverse care s-au format în condiţii de mare profunzime, în domeniul deformărilor plastice, aşa cum sînt cele care afectează stivele cristalofiliene, au căderi uşoare, ajungînd chiar, să fie orizontale. Faptul se pune în legătură cu observaţia, după care, cu cît sarcina litostatică este mai mare, o falie poate funcţiona cu atît mai uşor cu cît este mai plată; experienţele de laborator ale lui Hubbert au confirmat de fapt aplatizarea faliilor la presiuni mari, ceea ce echivalează cu reducerea înclinării lor în adîncime. In domeniul mai puţin profund, faliile inverse au căderi puternice, mergînd de la 45-70°.

Influenţa litologiei. Căderea faliilor inverse variază şi în funcţie de natura formaţiunilor afectate. Se consideră, din observaţiile făcute, că, dacă nu intervine anisotropia rocilor, faliile vor fi cu atît mai redresate, adică mai înclinate, cu cît rocile vor fi mai rezistente la forfecare. Deşi nu există întotdeauna o legătură riguroasă între înclinarea şi competenţa rocilor, s-a observat totuşi că, într-un granit căderea faliilor se menţine la o valoare de 60°, pe cînd în marne ajunge la numai 30°.

E. Faliile inverse şi şariajele; mecanism, şariajele şi tectonica plăcilor

Faliile inverse sînt, după cum se ştie, rezultatul unor scurtări prin compresiune la care sînt supuse sedimentele zonelor geosinclinale şi care generează ulterior catenele montane. Aceste falii sînt cu atît mai evidente cu cît afectează formaţiuni mai rigide.

Geosinclinalele se instalează, de regulă, în zonele unor plăci continentale vechi, peneplenizate. Din acest motiv depozitele care vor fi supuse compresiunilor vor cuprinde două mari grupe: pe de o parte, formaţiunile substratului vechi (soclu) formate din roci cristaline, rigide, asociate sau nu cu roci eruptive şi depozite vechi cutate, iar pe de altă parte, cuvertura sedimentară recentă, de geosinclinal, înglobînd un material uşor deformabil. Rezultă că, sedimentele de geosinclinal cutate, repauzează pe un substrat

vechi, fracturat. Anvergura faliilor inverse, deci stilul fracturării, variază, evident, în funcţie de litologie şi profunzime.

In acest sens, Atlastul Inalt Marocan constituie cazul cel mai simplu; deformarea în această zonă s-a făcut la o adîncime redusă, încît faliile sînt nete, rectilinii, unele din ele ajungînd la o săritură verticală de 5 km.

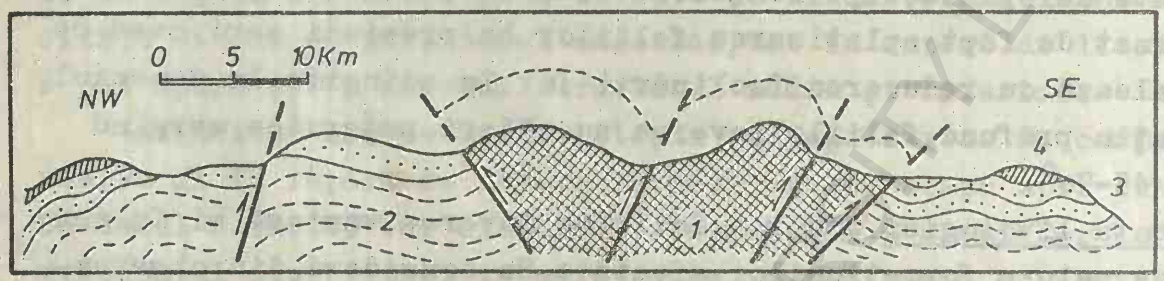


Fig.218-Secţiune geologică prin Atlasul Inalt Marocan, indicînd alura de horst în evantai a soclului rigid, delimitat de falii inverse şi rectilinii (după Proust, din Mattauer, 1980): 1. Cristalin-precambrian; 2. Paleozoic; 3. Permo-triasic; 4. Cretacic

Ansamblul structural respectiv se prezintă ca un horst în evantai, care a suferit o scurtare destul de redusă. Caracterul rectiliniu al accidentelor tectonice respective se explică prin natura terenurilor afectate. Este vorba de un soclu cristalin rigid, asociat cu mase eruptive de vîrstă precambriană, care suportă însă o cuvertură foarte redusă de roci paleozoice şi permo-triasice de natură grezoasă (fig.218).

Se consideră că, faliile inverse corespunzătoare, nu sînt altceva decît falii normale şi de decroşare, mai vechi, hercinice, reluate şi transformate prin compresiune în falii inverse în tectogeneza alpină. Incălecări ceva mai mari se realizează, după cît se observă şi în fig.218, doar spre bordurile nordică şi sudică a masivului.

Pînze de şariaj spectaculare se întîlnesc, spre deosebire de cazul precedent, în Alpi. Aici, seriile sedimentare de vîrstă mezozoică şi neozoică, foarte groase, dominant plastice şi subordonat casante, repauzează pe un soclu hercinic şi precambrian, în parte cristalin, foarte rigid.

La nivelul soclului se întîlnesc toate structurile tectoni-

ce, cute-falii, falii inverse şi cute culcate cu flancurile inverse bine dezvoltate. Pe asemenea falii inverse a evoluat întregul eşafodaj de pînze din Alpi. Deplasările orizontale controlabile sînt aici de 5o km, dar ele pot fi şi mai mari, pînzele fiind îngrămădite; după reconstituirile tectonice, se pare că deplasările stivelor de roci dinspre sud spre nord ating 15o km sau chiar mai mult.

Asemenea încălecări se întîlnesc în Alpii Occidentali, unde revărsarea spre nord a Helvetidelor s-a realizat după un plan de forfecare care a luat naştere în soclul masivelor externe, plan care separă în prezent masivul Aar de masivul St. Gothard. Marea

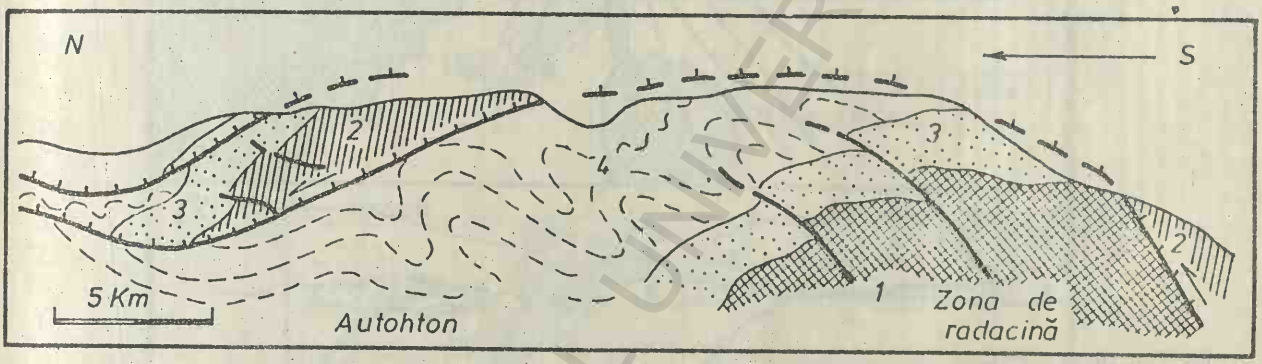


Fig. 219 - Secţiune geologică prin pînzele Helvetice din zona Glarus (Alpii Occidentali) (după Trümpy din Mattauer, 198o): 1. Soclu ante-permian; 2. Permian; 3. Mezozoic; 4. Neozoic

forfecare a soclului a trecut, evident, din substrat în cuvertura sedimentară, mezozoico-terţiară. Un profil tip prin Helvetide este cel din zona Glarus, unde planul de şariaj corespunde la o mare falie inversă, înrădăcinată în masivele cristaline externe (fig. 219). Acest şariaj a fost observat de către Heim încă din 1878, Permianul, stînd pe formaţiuni paleogene.

Privite lucrurile prin prisma tectonicii plăcilor, structogeneza Alpilor Occidentali s-a realizat prin subducţie-coliziune (Giese et al., 1981). Intr-o primă etapă, prin riftogeneza legată de deschiderea Atlanticului central, a avut loc separarea continentului european pre-alpin de microplaca adriatică (Triasic-Cretacic mediu), formîndu-se oceanul liguriano-penninic de tip eugeosinclinal (fig. 22o).

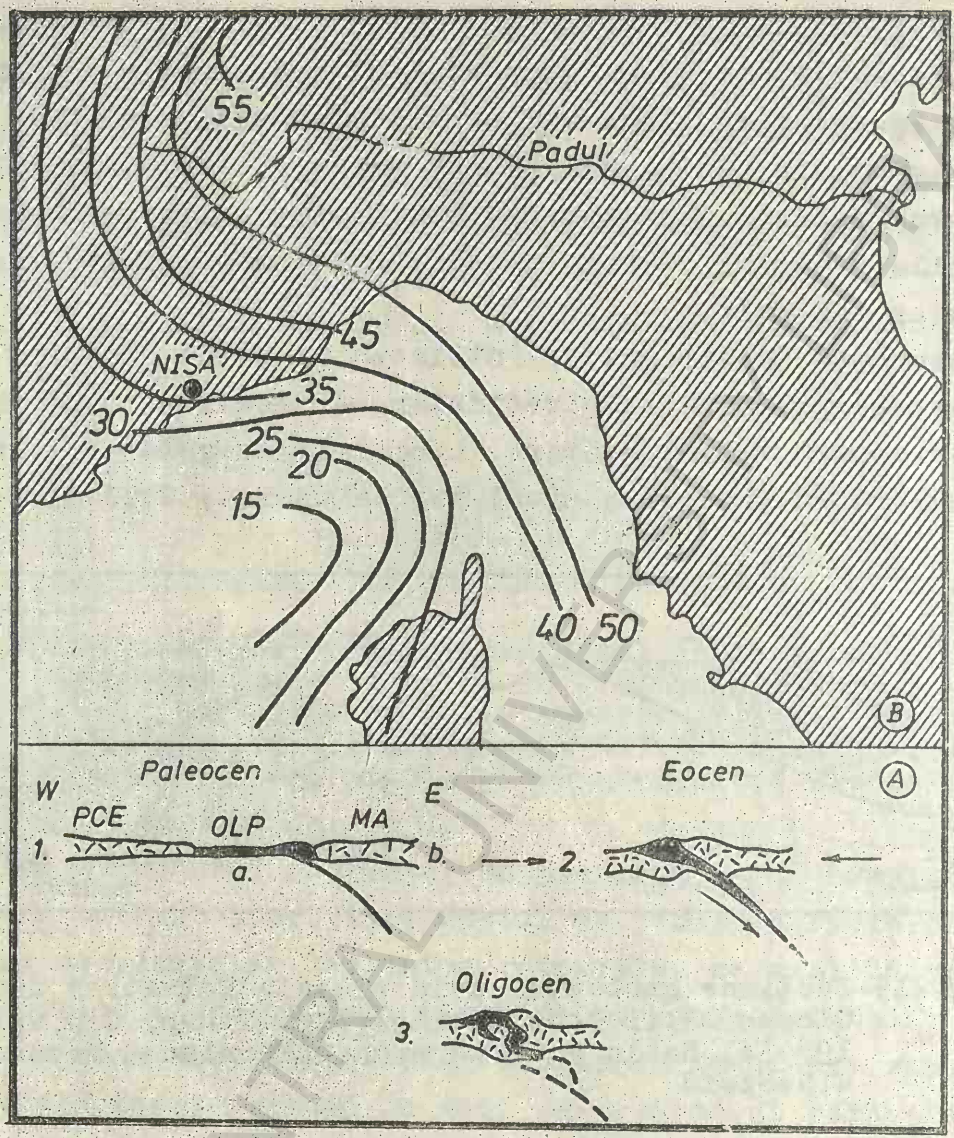


Fig.22o-Modelul cinematic al structogenezei Alpilor Occidentali(după Giese et al.,1981):A.Evoluţia geotectonică prin subducţie-coliziune continentală;1,2,3.Fazele de evoluţie pînă la retroşariaje;PCE-placa continentală europeană; MA-microplaca adriatică;OLP-oceanul ligurianopenninic;B.Izoliniile adîncimii scoarţă/manta, sugerînd orientarea planului de paleosubducţie; a.Scoarţă oceanică;b.Scoarţă continentală

Scoarţa oceanică a fost apoi antrenată şi în parte consumată într-un fenomen de subducţie după u plan cu orientare estică, sud-estică;în final,s-a produs coliziunea celor două plăci,cu obducţia microplăcii adriatice spre nord-vest.

In procesul de obducţie,sedimentele mezozoico-terţiare de eugeosinclinal au fost transportate spre nord-vest,realizîndu-se

pînzele de şariaj deferlate spre bordura plăcii europene. Rezistenţa opusă de placa europeană în procesul de obducţie, stă probabil, la originea retroşariajelor din această zonă (fig. 22o, A, 3).

Investigaţiile geofizice şi în special seismice, indică o afundare în zona Alpilor Occidentali spre est, sud-est a limitei scoarţă/manta, ceea ce reprezintă o dovadă a paleosubducţiei invocate (fig. 22o, B).

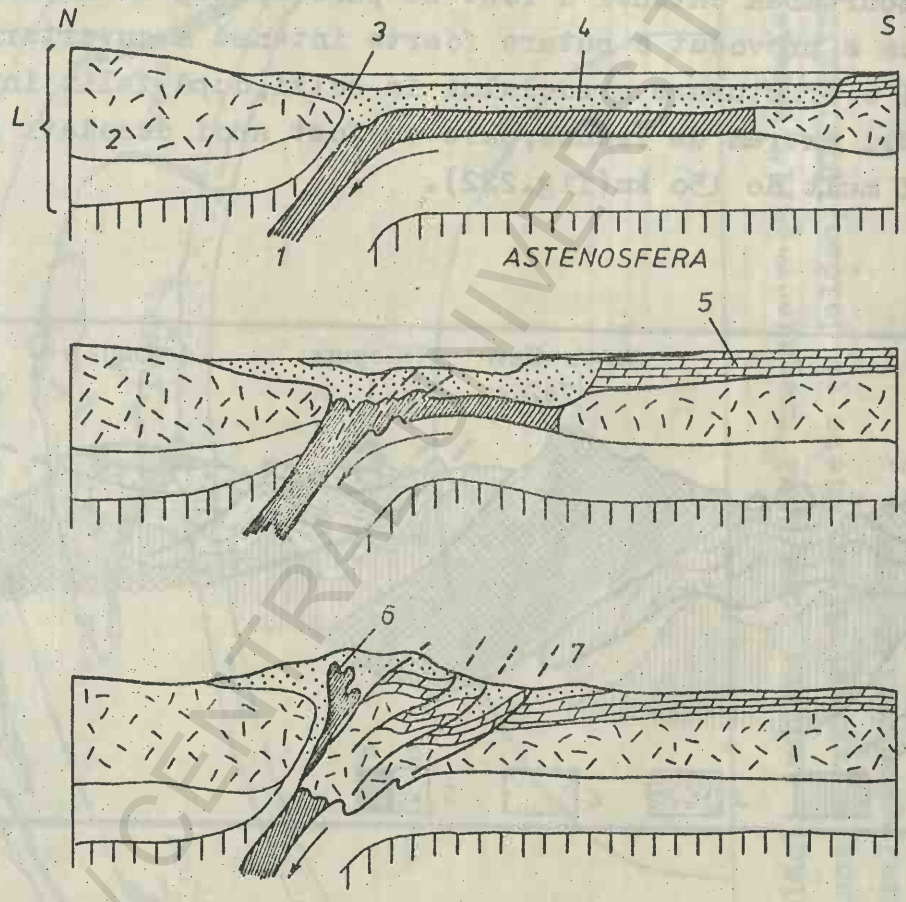


Fig. 22l-Geneza Munţilor Himalaia prin deformarea sedimentelor Oceanului Tethys în coliziunea dintre placa indiană şi placa eurasiatică (din Toksöz, 1975): 1. Scoarţă oceanică; 2. Scoarţă continentală; 3. Sedimente de fosă; 4. Sedimente de mare adîncă; 5. Sedimente de şelf; 6. Fragmente de scoarţă oceanică conservată în catenă; 7. Planele de şariaj după care stivele de roci au deferlat dinspre nord spre sud

De o amploare spectaculară se prezintă şi şariajele din Munţii Himalaia.Acest sector al orogenului alpin a luat naştere în zona de coliziune a plăcii indiene cu placa eurasiatică,prima suferind o derivă spre nord,pe cca 3ooo km,după două mari decroşări(fig.223).

Compresiunea din acest sector al Tethysului a afectat o stivă de depozite care comportă un soclu cristalin precambrian şi o serie sedimentară şisto-grezo-calcaroasă paleozoică,mezozoică şi terţiară.Scurtarea catenei a fost se pare destul de importantă, întrucît ea a provocat o cutare foarte intensă a cuverturii sedimentare şi o fracturare a soclului în solzi,după falii inverse, cu înclinări extrem de reduse,care au fost apoi decolaţi spre sud,pe mai mult de 15o km(fig.222).

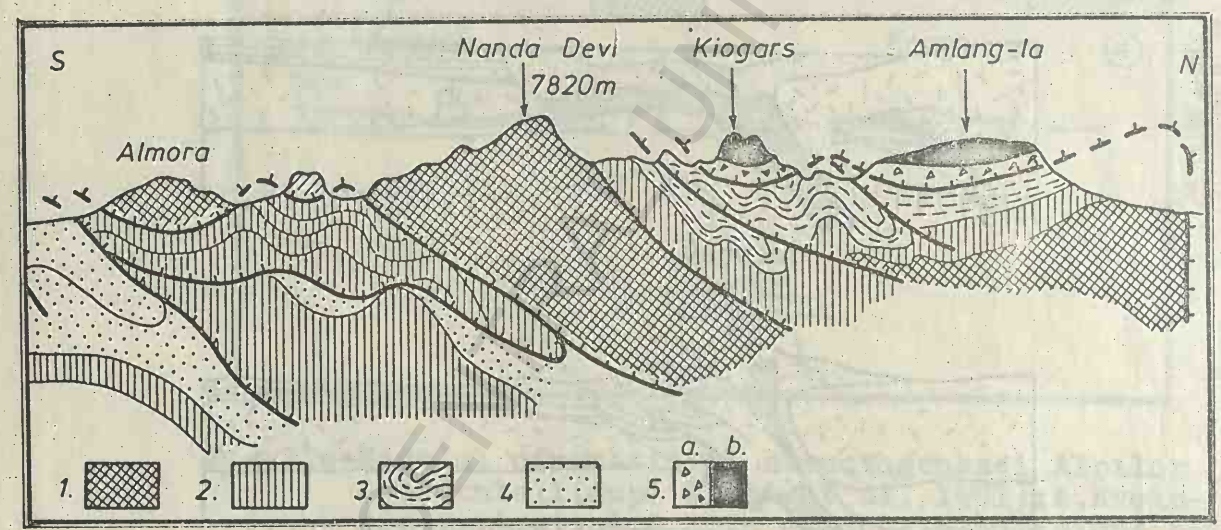


Fig.222-Secţiune geologică generală prin pînzele de şariaj din M.Himalaia(după Gansser):1.Precambrian;2.Paleozoic;3.Mezozoic(Fliş);4.Neozoic;5a.Olistostrome;5b.Ofiolite

Planele de şariaj,materializate de faliile inverse plate, care limitează baza pînzelor,sînt,în Himalaia,foarte greu de surprins în teren,după constatările autorilor,întrucît ele corespund unor zone groase de milonite,în întregime recristalizate.

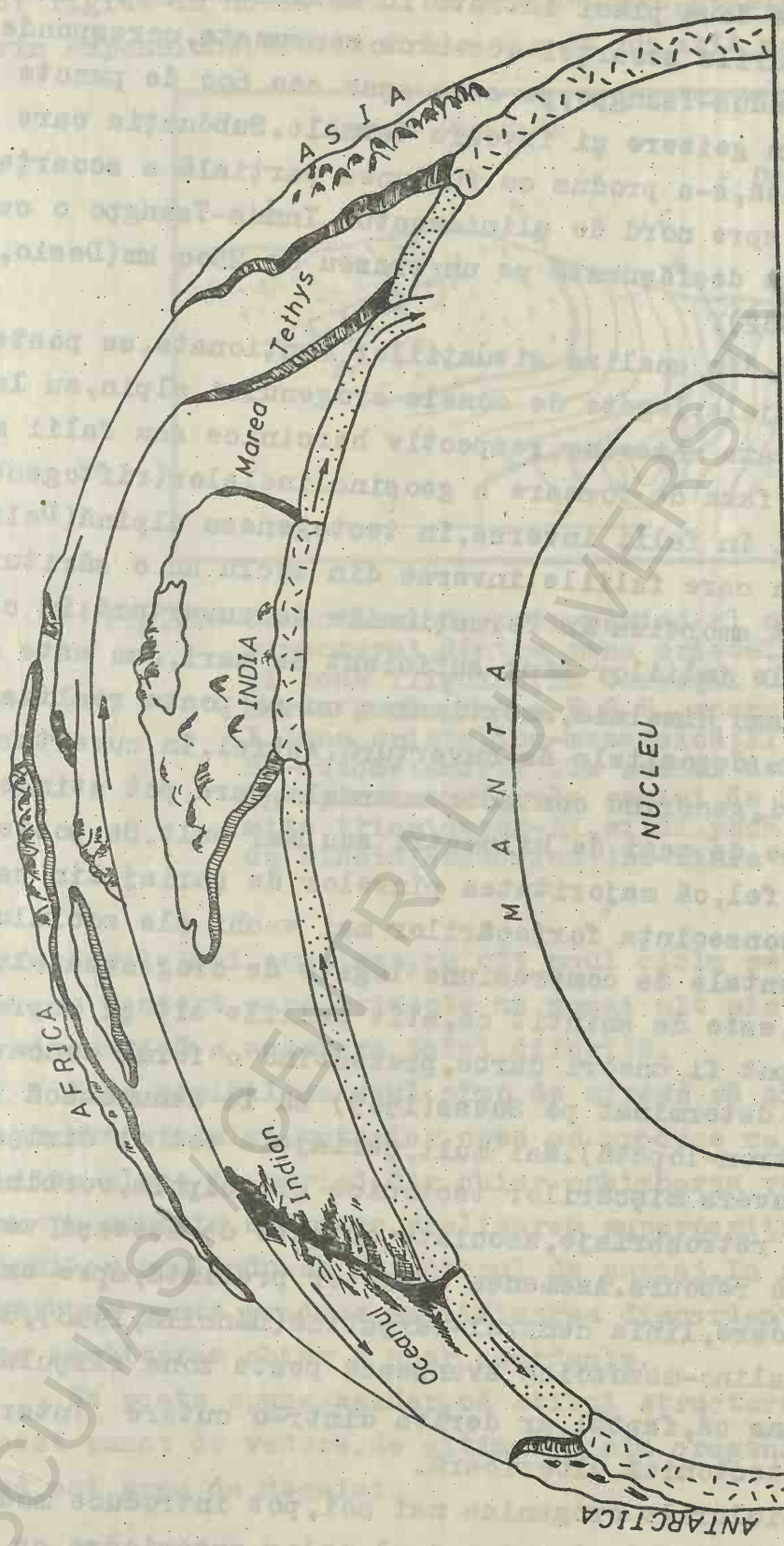


Fig.223-Deriva plăcii indiene după două "megadecrogări" paralele şi coliziunea ei cu placa eurasiatică(din Dietz şi Holden,1976):între cele două plăci continentale,Oceanul Tethys

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Sutura dintre cele două plăci intrate în coliziune şi pe care se păstrează resturile scoarţei oceanice consumate, corespunde cu aliniamentul Indus-Tsangpo, pe care apar cca 600 de puncte calde, constituite din geizere şi izvoare termale. Subducţia care a precedat coliziunea, s-a produs cu fuziunea parţială a scoarţei sialice, generînd spre nord de aliniamentul Indus-Tsangpo o centură de granodiorite desfăşurată pe un traseu de 2500 km (Desio, Gaetani, Martinis, 1982).

In concluzie, din analiza situaţiilor menţionate, se poate conchide că şariajele, legate de zonele orogenului alpin, au la origine falii formate anterior, respectiv hercinice sau falii normale generate în faza de formare a geosinclinalelor (riftogeneză), transformate apoi în falii inverse, în tectogeneza alpină (Delfaud, 1977). In cazul în care faliile inverse din soclu au o săritură uşoară, ele se pot amortiza în formaţiunile de cuvertură; în cazul în care săriturile faliilor sînt suficient de mari, cum este cazul în Alpi, Carpaţi sau Himalaia, amortizarea nu se poate realiza, ele prelungindu-se în depozitele de cuvertură. Astfel, în cuvertură se produc încălecări, generînd contacte anormale, care pot atinge sărituri orizontale de zeci de kilometri sau mai mult. Se poate considera, în acest fel, că majoritatea pînzelor de şariaj din catenele alpine, sînt consecinţa forfecărilor mai vechi ale soclului, reactivate în momentele de compresiune legate de orogeneza alpină.

In sfîrşit, este de amintit că, atît faliile cît şi suprafeţele de şariaj pot fi uneori curbe, prezentînd o formă concavă în sus, fapt ce l-a determinat pe Suess (1909) să le denumească falii listrice (gr. listron-lopată). Mai mult, şariajele pot fi dirijate chiar în sens invers mişcărilor tectonice principale, vorbindu-se în acest caz de retroşariaje, asociate cu cute de aceeaşi vergenţă, numite cute à rebours. Asemenea caracter prezintă, spre exemplu, pe anumite sectoare, linia central-carpatică (Băncilă, 1958), după care zona cristalino-mezozoică avansează peste zona flişului (fig. 224). Se presupune că, faptul ar deriva dintr-o cutare intervenită într-o fază tectonică ulterioară.

Mai mult, ciclurile orogenice mai noi, pot introduce modificări notabile în aranjamentul structural al celor anterioare, ca urmare a reluării catenelor mai vechi-peneplenizate şi adăugate regiuni-

lor rigide-în noile arii de sedimentare, geosinclinale, create prin expansiune. Modificările vor fi cu atît mai profunde, iar

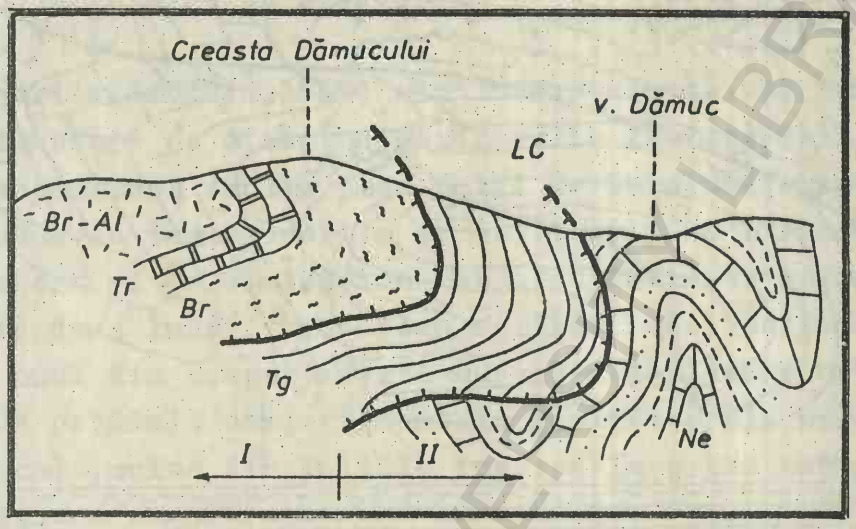


Fig.224-Caracterul de retroşariaj al contactului structural dintre zona cristalino-mezozoică şi zona flişului, în Carpaţii Orientali (după harta geologică a R.S.R., scara 1/200.000): I. Zona cristalino-mezozoică; II. Zona flişului; BR-mezometamorfitele seriei de Bretila-Rarău; Tg-epimetamorfitele seriei de Tulgheş; Tr-dolomite triasice; Br-Al. wildflysch; Ne-formaţiunea de Sinaia (Neocomian); LC-linia central-carpatică

structurile mai complexe, cu cît noul ciclu se va manifesta într-un nou context, care priveşte nu numai alt sistem de plăci, dar şi o cinematică a acestora total diferită.

Este posibil ca noul cîmp de stress să aibă o orientare contrară ciclului anterior, ceea ce produce nu numai cutarea vechilor plane de şariaj, dar chiar schimbarea vergenţei acestora, iar pe anumite sectoare, realizarea superpoziţiei primare a formaţiunilor, anulîndu-se caracterul de şariaj. In plus, cel puţin teoretic, se poate produce amplificarea discordanţelor unghiulare, sau realizarea chiar a unor acordanţe.

Se poate spune, aşadar, că stilul structural este impus, din acest punct de vedere, de ultimul ciclu orogenic, cel anterior, fiind mai greu de decelat.

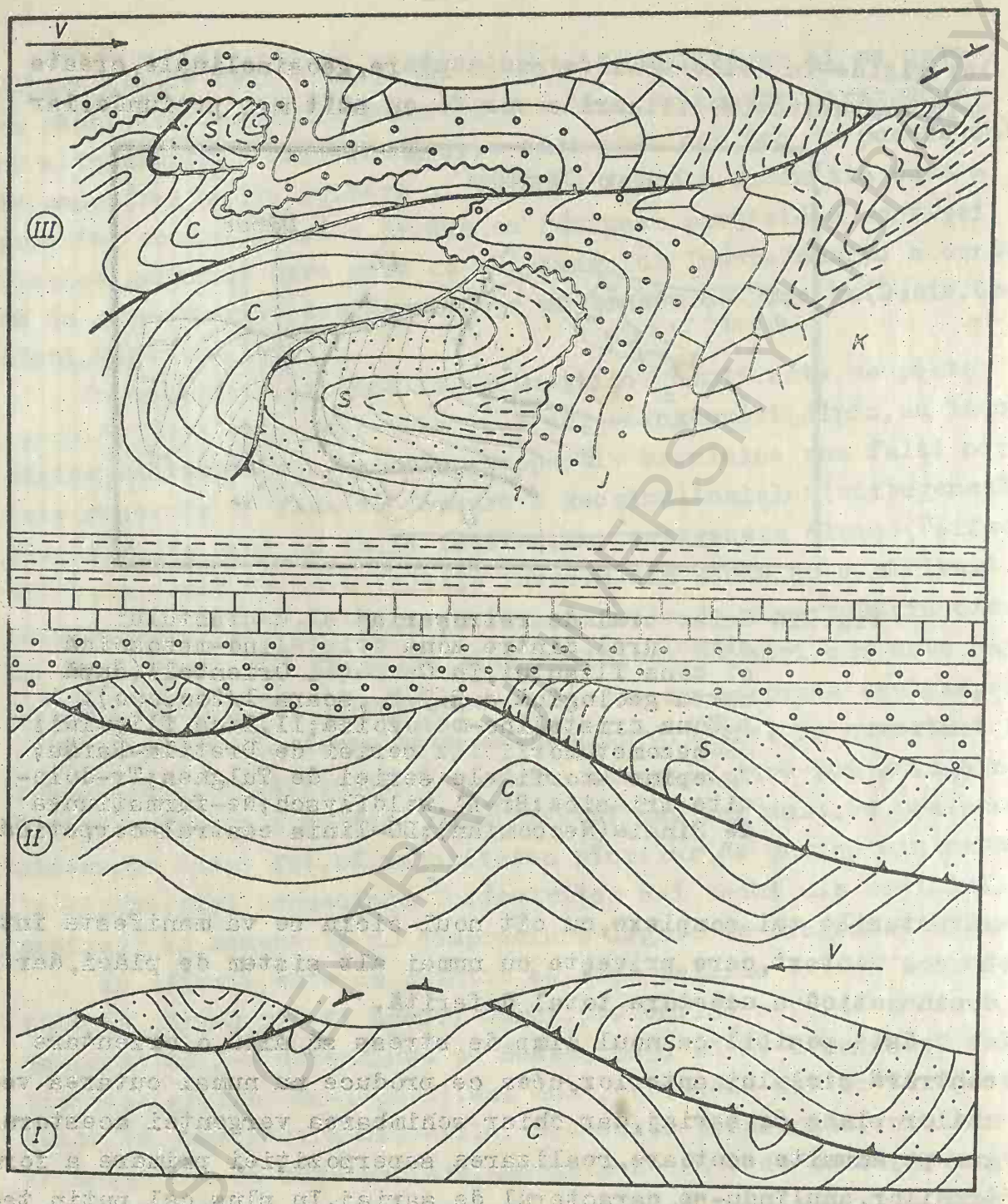


Fig.225-Secţiuni schematice succesive, încercînd să sugereze modificările structurale introduse de un ciclu orogenic mai nou(alpin), suprapus unui ciclu orogenic anterior(hercinic): I.Sariaj hercinic;II.Reluarea ariei hercinice în ciclul de sedimentare alpin;III. Structură alpină de şariaj;S-Silurian;C-Carbonifer; J-Jurasic;K-Cretacic;1.Discordanţă;V-Vergenţa structurilor

F.Faliile de decroşare

Decroşările(Jaccard,1869) sînt cunoscute şi sub numele de falii de alunecare pe direcţie(strike-slip faults),falii transcurente(transcurrent faults) sau falii de torsiune(wrench faults .Ele se produc la toate scările şi au la origine stress-uri de compresiune cît şi de distensiune şi sînt definite ca mişcări de forfecare de-a lungul unui plan vertical sau înclinat,în lungul căruia unul din compartimente suferă o deplasare orizontală în raport de celălalt compartiment.In realitate,ele nu sînt neapărat verticale,multe din faliile inverse la prima vedere,putînd fi decroşări.

Există în scoarţa Pămîntului decroşări de mare anvergură,care se extind pe sute de kilometri,în timp ce altele au caracter regional,mai restrîns.Unele din ele s-au realizat în orogeneza alpină,fiind active chiar şi în actual,altele,sînt prealpine.Vom analiza,în cele ce urmează,cîteva din aceste decroşări.

1.Decroşări mari ale scoarţei

Una din cele mai cunoscute decroşări o reprezintă falia San Andreas din California.Se extinde pe aproape 900 km lungime,fiin asociată cu o serie de decroşări secundare,falii inverse şi cute Decroşarea principală prezintă două sectoare,unul nordic şi altu sudic,la joncţiunea dintre ele,ramificîndu-se falia Gdrlock(fig. 226).

După cum se ştie,celebra falie californiană este răspunzătoare de seismicitatea ridicată a zonei,cele mai puternice cutremure avînd loc în 1857 şi 1906.Săritura faliei în seismul din 18 57 a fost de aproape 9 m,iar în 1906 a ajuns la 6m,de plasare re simţită pe o distanţă totală de 450 km(De Sitter,1969).

Mecanismul formării sale nu este încă pe deplin elucidat.Se admite,în general,că ea apare ca o falie transformantă a dorsalei est-pacifice.După Anderson cît şi alţi autori,fenomenul ar fi cu mult mai complex.

Majoritatea autorilor sînt unanimi în a recunoaşte că,feno

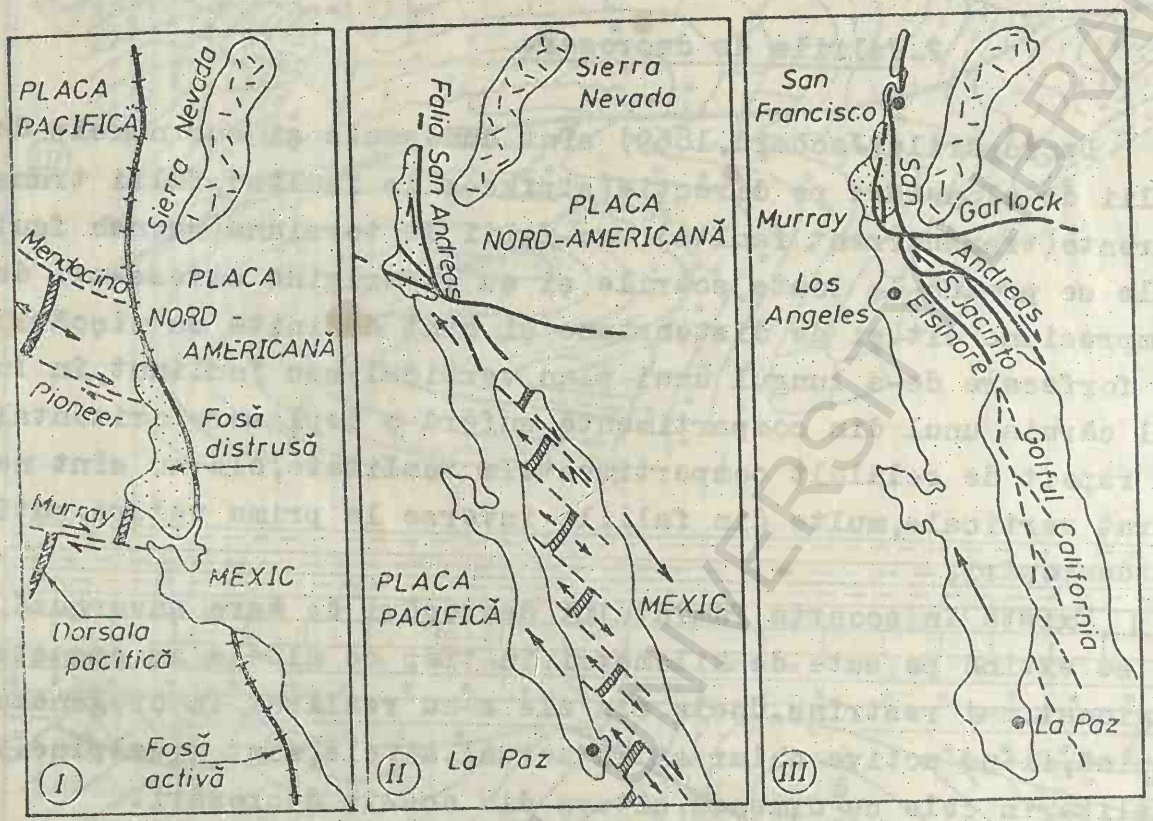


Fig.226-Mecanismul şi stadiile de evoluţie ale faliei San Andreas(din Anderson,1971):I.Coliziunea dorsalei est-pacifice cu continentul Nord-American; II.Depăşirea de către placa nord-americană a dorsalei est-pacifice de la sud de fractura Murray cu formarea golfului Californiei;III.Lărgirea golfului Californiei şi formarea sectorului sudic al faliei

nul californian are loc la limita dintre placa nord-americană şi placa pacifică(Dietz,Holden,1970;Anderson,1971;Miloje,1980).

In esenţă,a avut loc şi încă este activ,şariajul plăcii nord-americane spre vest,încălecînd dorsala est-pacifică.Consecinţele structural-tectonice ale acestui fenomen,sînt reconstituite în detaliu de către Anderson(1971).După părerea lui Anderson,cît şi a altor autori,cu 30 de milioane de ani în urmă,golful Californiei nu era încă format,iar peninsula cu acelaşi nume era încă legată de regiunea continentală a Mexicului.In acest

timp s-a produs coliziunea dorsalei est-pacifice şi anume sectorul dintre fractura Murray şi Pioneer cu placa nord-americană (fig.226,I);este momentul în care sedimentele fosei est-pacifice au fost cutate,generînd lanţul de coastă al Californiei,care s-a ataşat plăcii pacifice.Cum placa pacifică are o deplasare nord-vestică,zona ataşată acesteia a început o mişcare solidară ,realizîndu-se sectorul nordic al faliei San Andreas.

Intr-o a doua etapă,începută cu cca 3-4 milioane de ani în urmă,placa nord-americană a depăşit axul dorsalei est-pacifice de la sud de fractura Murray,determinînd antrenarea scoarţei continentale într-o mişcare nord-vestică;această mişcare stă la originea genezei golfului Californiei şi lărgirea lui continuă.In această situaţie,peninsula Californiei,aflîndu-se pe placa pacifică şi-a început lungul său drum spre nord-vest(fig.226,II,III); este momentul formării sectorului sudic al sistemului de falii San Andreas.

După cele mai recente aprecieri,sectorul nordic al faliei totalizează o deplasare orizontală spre nord-vest de peste 7oo de mile,în timp ce sectorul sudic,în jur de 3oo de mile.Discrepanţa poate nedumeri,însă apare logică,din moment ce iniţierea lor s-a făcut,după cum se presupune, în etape decalate în timp.Pe traseul faliei milonitele suferă şi un fenomen de metamorfism cataclastic(Miyshiro,1976).

Luîndu-se în consideraţie viteza de deplasare a compartimentului vestic al faliei,solidar cu peninsula Californiei,şi,care corespunde cu rata de deplasare a plăcii pacifice(cca 6 cm/an-Briggs,198o),se presupune că în viitorii lo milioane de ani,oraşul Los Angeles se va alinia cu San Francisco,în timp ce peste 6o milioane de ani,aceeaşi localitate va aluneca spre fosa Aleutinelor.(Dietz şi Holden,197o).

Acelaşi şariaj al plăcii americane peste riftul est-pacific este luat în consideraţie şi în modelul propus de către Dixon şi Farrar(198o).

După aceştia,riftul respectiv se află sub America de Nord la cca 12oo km de coasta pacifică.Marginea vestică a continentului constituie în această situaţie o zonă de educţie,iar golful Californiei şi prelungirea nordică a acestuia în falia San An-

dreas,ar fi un bazin marginal cu rift secundar,format prin antrenarea plăcii superioare(americană) de către placa inferioară (pacifică-fig.227).

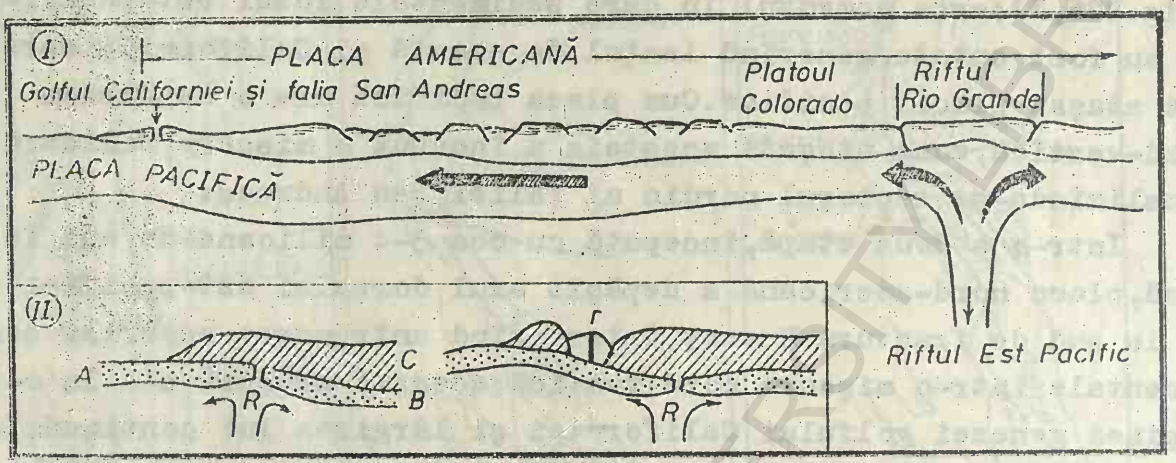


Fig.227-Falia San Andreas şi golful Californiei,considerate ca un rift secundar generat prin educţie(I)(după Dixon şi Farrar,din Bleahu,1983);II.Mecanismul procesului de educţie:rift(R) subdus sub placa C,faţă de care plăcile A şi B se mişcă divergent;viteza de expansiune mai mare decît cea de subducţie,face ca placa A să iese de sub placa C,ultima fiind antrenată şi fracturată,determinînd formarea unui bazin marginal cu rift secundar(r)

O decroşare de mari proporţii a fost descrisă în insula sudică a Noii Zeelande de către Weelman.Decroşarea are o deplasare de cca 480 km,pe un traseu de cel puţin de 1300 km.Vîrsta decroşării este încă în dispută.Cîţiva autori(Ballance,Carter şi Norris,în Spörli,1980),susţin că s-a iniţiat în Terţiar;alţii(Suggate,Grindley) presupun că a început în Cretacic.Există şi opinia după care falia respectivă are la origine reactivarea în Terţiar a unei fracturi preexistente,paleozoice.

Mecanismul acestei decroşări trebuie căutat în tensiunile generate la limita dintre placa pacifică şi placa indo-australiană(Spörli,1980;fig.228).In esenţă,decroşarea nu este altceva decît o falie transformantă de tip F_sF_s,care leagă plăcile superioare a două zone de subducţie,cu mişcare divergentă şi care determină o mărire progresivă a distanţei dintre ele(fig.228).

In zona peripacifică,decroşări de anvergura celor din Cali-

fornia şi Noua Zeelandă se citează în Filipine, Atacama(Chile), Alaska, Kamciatca şi Japonia.

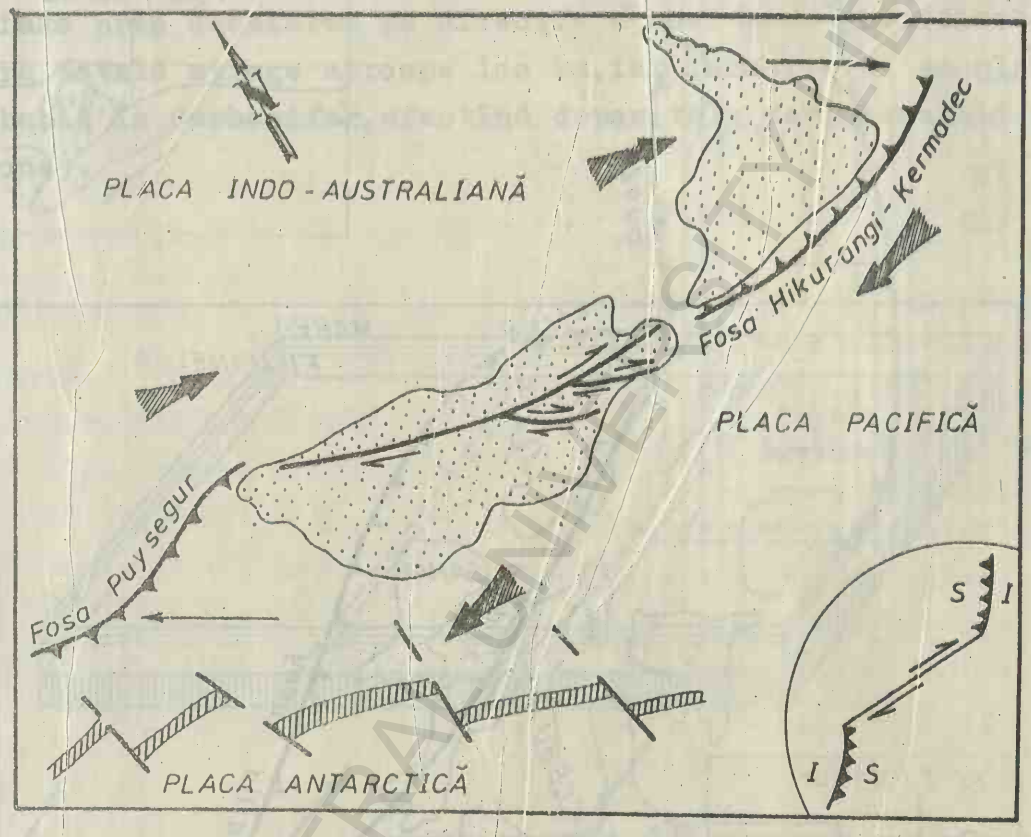


Fig.228-Mecanismul faliei de decroşare din insula sudică a Noii Zeelande(după Spörli,1980,cu completări): s-placă superioară;i-placă inferioară

Deosebit de interesantă este falia de decroşare a Filipinelor. Cauza ei rezidă, după părerea unor autori(Hamilton,1979) într un cuplu tensional la care este supusă zona acestui arhipelag; sectorul său nordic, ca urmare a unei subducţii bilaterale, suferă o mişcare relativă spre vest, peste fosa Manila, în timp ce sectorul sudic, ca efect al aceluiaşi fenomen de subducţie se mişcă spre est, peste fosa Filipinelor(fig.229). In seismul din 1973, zona istmului Tayabos din sudul insulei Luzon a suferit pe această falie o deplasare de 2-3 m(Morante şi Allen).

Catena alpină euro-asiatică este şi ea însoţită de decroşări

de anvergură considerabilă, trădate de seismicitatea ridicată a unor zone. Aşa este cazul decroşării nord-anatoliene, dezvoltată pe aproape 1300 km, cu o săritură de 200-400 km. De asemenea, este

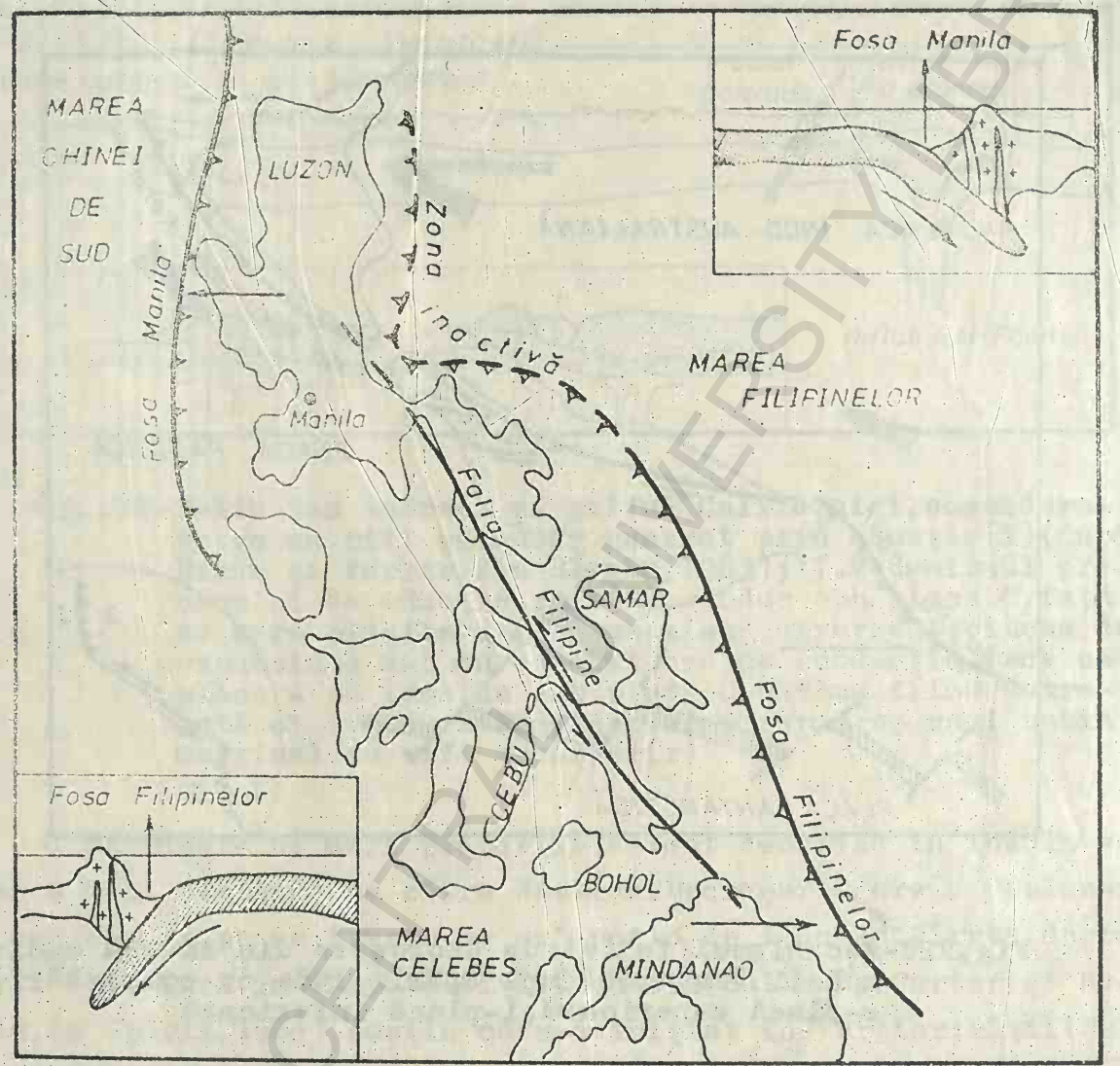


Fig. 229-Falia de decroşare a Filipinelor (din Hamilton, 1979, cu completări)

cunoscut sistemul de falii din Alpi şi anume falia insubrică şi judicariană, care separă, după Staub, Dinaridele de Alpide.

Importante aliniamente tectonice transversale afectează apoi, Dinaricii, Apeninii şi orogenul alpin iranian (M. Zagros). După opinia celor mai mulţi autori (Hemmer, 1980) toate aceste fracturi corespund unor vechi falii transformante ale ridurilor medio-oceanice, legate de evoluţia eugeosinclinală a zonelor respective.

Decroşări prealpine se întîlnesc frecvent în Scoţia, Franţa, Spania, Nordul Africii(Maroc). In Scoţia, se citează cunoscuta falie Great Glenn(Valea Mare). Se distinge bine mrofologic şi pe traseul său rectiliniu se află celebrul Loch Ness.

După observaţiile lui Kennedy şi Neville, decroşarea se evidenţiază prin decalarea pe direcţie a unei zone granitizate; săritura totală atinge aproape 100 km, iar formarea ei se plasează probabil în Carbonifer, afectînd depozitele devoniene(old red sandstone).

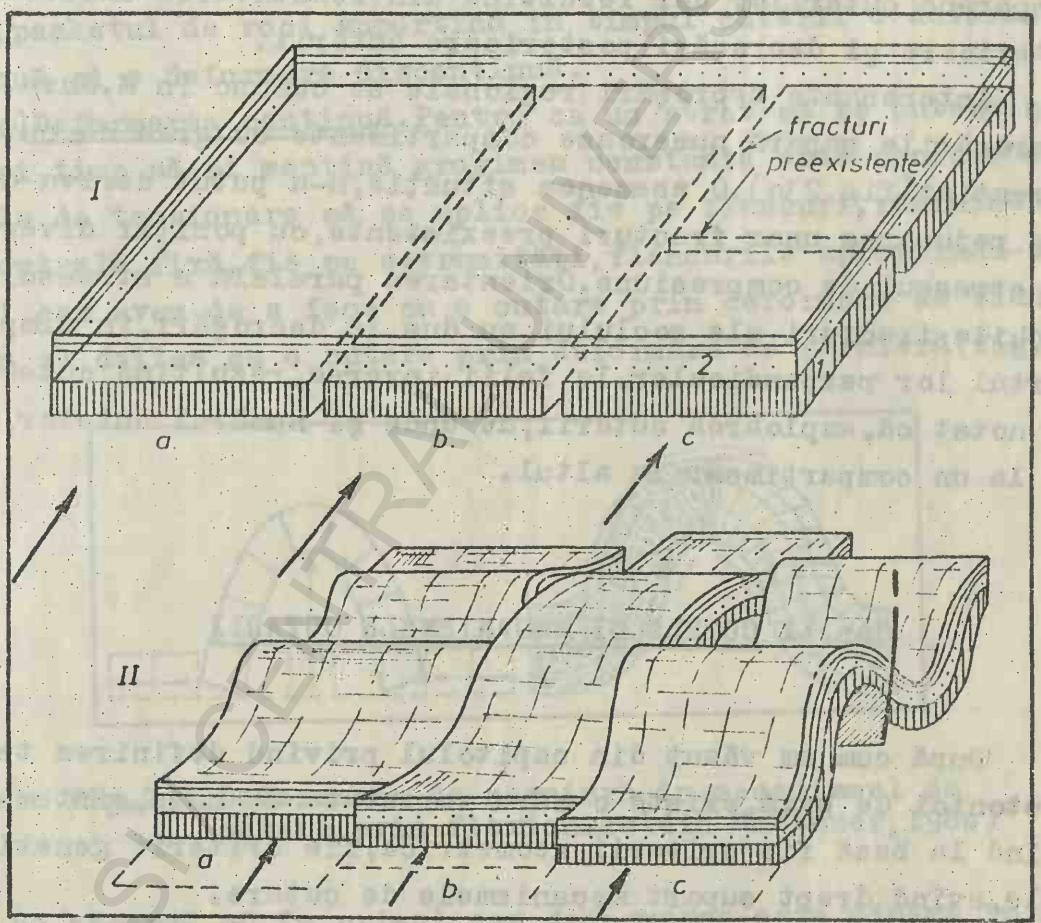


Fig.23o-Relaţiile dintre cutare şi decroşare în M.Jura, rezultate din orientarea fracturilor de soclu, preexistente, cu stressul de compresiune din orogeneza alpină(din Mattauer, 198o, cu completări); I.Situaţie anterioară cutării; II.Stilul tectonic după rejucarea faliilor de soclu, preexistente; 1.Soclu; 2.Cuvertură sedimentară

Se consideră(Wilson,1963) că falia Cubote din America de Nord(Noua Scoţie) face parte din acelaşi sistem de decroşare de la Great Glenn,separate astăzi numai ca urmare a driftului continental(deschiderea Oceanului Atlantic).

2.Decroşări regionale şi locale

Acestea sînt de amploare redusă şi,în general,sînt asociate cu cute.Faţă de raportul lor cu cutele asociate se disting: decroşări născute sincron cu fenomenul de cutare,decroşări contemporane cutărilor dar rezultînd din reactivarea unor fracturi anterioare şi decroşări posterioare cutării.

Interesante decroşări regionale se cunosc în M.Jura.Aici, decroşările separă numeroase compartimente cu grad de cutare diferenţiat(fig.23o).O asemenea situaţie,n-a putut deriva decît din rejucarea unor fracturi preexistente,cu poziţii diverse faţă de stressul de compresiune.Orientarea paralelă a stressului cu vechile fracturi ale soclului au dus la decroşări,în timp ce raportul lor perpendicular,la falii inverse,rezultînd cute-falii. De notat că,amploarea cutării,de unde şi numărul cutelor,variază de la un compartiment la altul.

Cap.IX CUTELE SI MECANISMELE CUTARII

După cum am văzut din capitolul privind definirea termenilor tectonici de bază,există o mare varietate de cute,sistematica lor avînd la bază fie criterii geometrice,fie criterii genetice,ultimele,avînd drept suport mecanismele de cutare.

In acelaşi timp s-a putut constata că,mecanismul de deformare variază cu profunzimea şi intensitatea stressu-lui tectonic, şi că,din acest punct de vedere,există un nivel structural superior în care predomină deformările rupturale şi apoi un nivel structural mediu şi inferior în care se nasc cute prin flexionare ,apoi prin aplatizare şi curgere.

Deci,din punct de vedere tectogenetic,se vor deosebi trei ti-

puri fundamentale de mecanisme de cutare,cărora le corespund trei categorii de cute:cute generate prin flexionare şi alunecare ,cute generate prin aplatizare şi cute de curgere.

1.Cutarea prin flexionare şi alunecare-cutele paralele

Cutele paralele,cunoscute şi sub numele de cute concentrice se formează întotdeauna în roci stratificate şi se caracterizează prin grosimea constantă a stratelor componente,adică prin paralelismul lor.Formarea acestora se face prin fenomenul de flexionare,pachetul de roci suportînd în timpul cutării o deformare continuă şi o deformare discontinuă.

a)Deformarea continuă.Pentru ca un strat să se cuteze şi în acelaşi timp să-şi menţină grosimea constantă este necesar ca forţele de tensionare să se aplice fie pe flancuri,rămînînd partea centrală fixă,fie pe extremităţi,flancurile apropiindu-se.In primul caz avem de a face cu o cutare prin deformare de flanc, iar în al doilea cu o cutare prin deformare de şarnieră(fig.231).

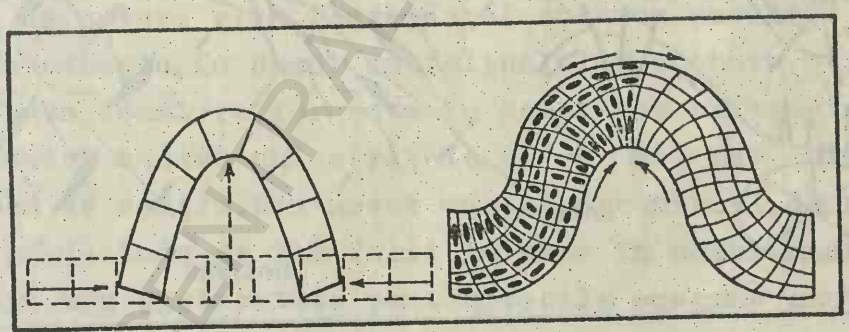


Fig.231.Deformarea de şarnieră în mecanismul de cutare prin flexionare(din Mattauer,1980)

Se observă că,în primul caz,deformarea este minimă în axul anticlinalelor,adică în şarnieră şi maximă pe flancuri,pe cînd î deformarea de şarnieră maximum se înregistrează în şarnieră şi mi nimum pe flancuri.In deformarea de şarnieră convexitatea superioară a anticlinalelor suferă o distensiune cu alungire,iar convexitatea inferioară o tensiune compresională cu scurtare(fig.231); în cazul unui sinclinal,repartiţia forţelor distensionale şi com-

presionale este inversă.Zonele de întindere şi de scurtare sînt separate printr-o suprafaţă neutră,în care materia nu suferă nici un fel de deformare,întrucît forţele compresionale şi distensionale se anulează.Această zonă nu se plasează la mijlocul stratului ci se apropie de convexitatea superioară în anticlinale şi de cea inferioară în sinclinale.

b)Deformarea discontinuă.Dacă deformarea continuă depăşeşte limita de rezistenţă a rocilor,acestea vor suferi forfecări a căror alură va fi în funcţie de tipul de flexionare.Astfel,în deformarea de şarnieră,pe convexitatea superioară a anticlinalelor supuse la distensiune(întinderi) se vor forma fisuri perpendiculare pe axa mare a elipsoidului,în timp ce pe cea inferioară se vor forma falii inverse(fig.232).

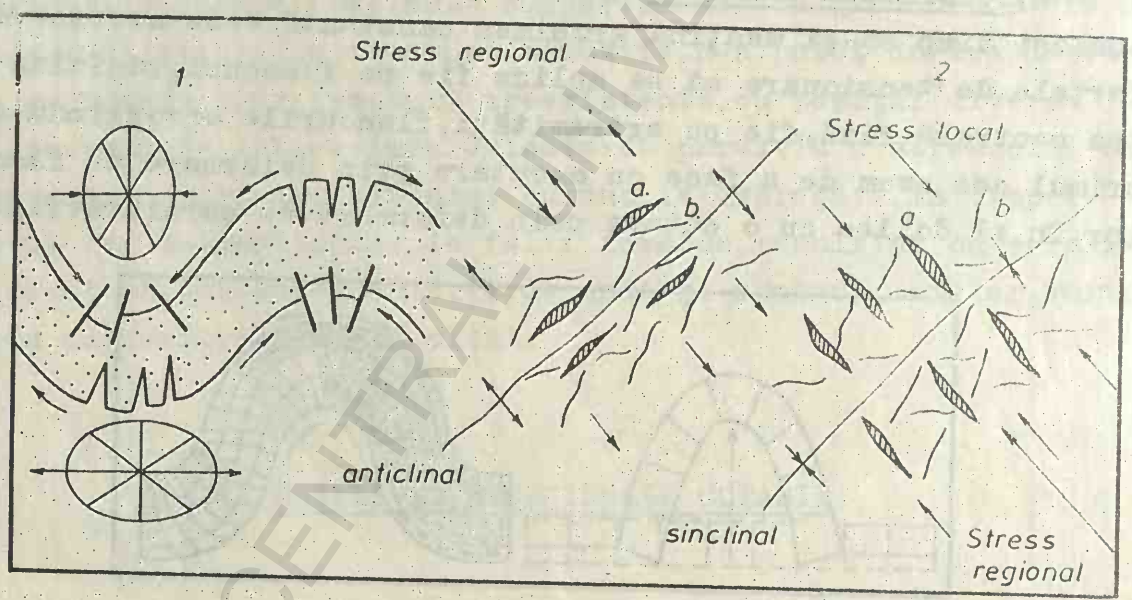


Fig.232-Deformarea de şarnieră în cutarea de flexionare şi elementele rupturale asociate(compilaţie din De Sitter,1969;Mattauer,1980): 1.Orientarea tensiunilor,a elipsoidului şi deformările,în secţiune transversală;2.Orientarea în plan a deformărilor rupturale(fisuri);a.Fisuri de tensiune;b. Fisuri de forfecare

c)Deformarea unui pachet de strate.In timpul flexionării, în cazul unui pachet de strate,acestea alunecă unul pe altul. Această alunecare este maximă în cazul unei deformări de şarnieră;există deplasare chiar în şarniera însăşi,întrucît partea

superioară a stratelor suferă o întindere, în timp ce partea inferioară a lor este scurtată. Sensul de alunecare este simetric în raport cu axul cute anticlinale, bancul superior deplasîndu-se întotdeauna spre şarnieră, adică dinspre axul sinclinalului spre axul anticlinalului, în timp ce bancul inferior, dinspre axul sinclinalului spre axul anticlinalului (fig.233).

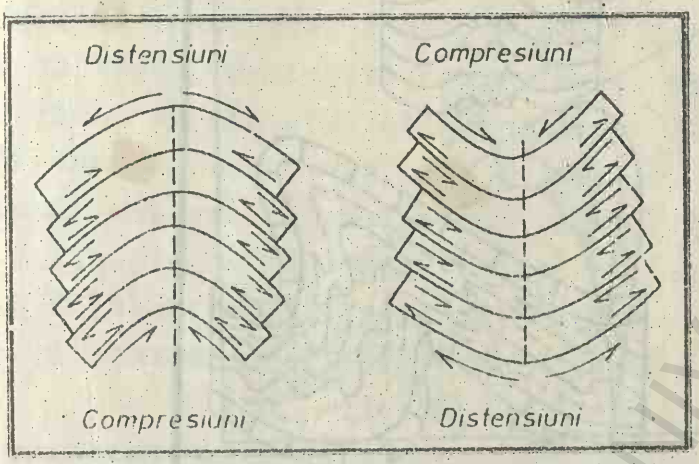


Fig.233-Alunecarea strat pe strat în cutarea prin flexionare (după Billings, din I. Dumitrescu, 1962)

d) Deformări secundare ale cutării prin flexionare. In cazul mecanismului de cutare prin flexionare (=cutarea paralelă) se observă că, spre exemplu, în cazul anticlinalelor, curbura stratelor creşte spre baza acestora, iar raza în acest caz sfîrşeşte prin a fi nulă. Sub acest centru nul stratele nu se mai pot cuta concentric din lipsa de spaţiu. Din acest moment, mecanismul de cutare se complică, producîndu-se fie falii inverse în cazul unor roci casante, recutare sau şistozitate pentru rocile omogene sau cute dizarmonice în condiţiile unei altermanţe roci plastice-roci competente (fig.234).

De notat că, forma microcutelor în cazul unei dizarmonii nu este oricum, ci întotdeauna prezintă o deversare spre şarniera structurii mari, generată de cuplul de tensiuni care acţionează în timpul alunecării banc pe banc.

In afara faliilor inverse care pot afecta nucleele anticinale, cutele paralele mai pot suferi şi alte complicaţii rupturale şi anume falii normale, falii de flanc inverse şi falii transversale. Faliile normale sînt cauzate de distensiuni şi se vor localiza pe convexitatea superioară a anticlinalelor (falii de creastă longitu-

dinale),iar faliile inverse de flanc se produc în cazul cutelor redresate sau deversate,prin creşterea stressului compresional.

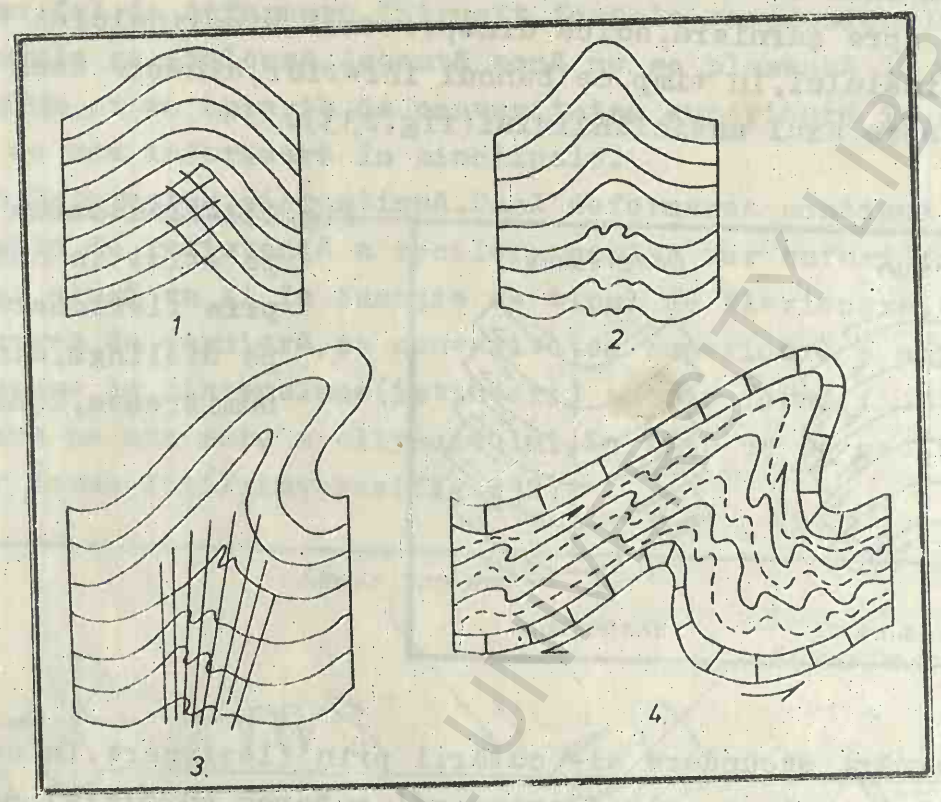


Fig.234-Deformări secundare ale cutării prin flexionare (din Mattauer,1980):1.Lipsă de spaţiu în nucleul unui anticlinal;2.Nucleu anticlinal recutat;3. Anticlinal cu nucleul afectat de şistozitate(clivaj);4.Dizarmonie în cazul alternanţei roci plastice-roci casante

Faliile transversale au la origine întinderea care rezultă din forma tridimensională a cutelor anticlinale,în timpul mişcării de ridicare.Mai frecvent,sînt falii transversale normale şi falii transversale ale zonelor perianticlinale,cunoscute şi sub numele de "falii de prelungire".

Faliile transversale normale sînt perpendiculare pe axa cutei şi rezultă din întinderea arcului longitudinal al zonei de culminaţie anticlinală;ele au căritura maximă în zona de creastă ,stingîndu-se pe flancuri(fig.235).

In legătură cu fenomenul de cutare se întîlnesc şi aşa-zisele falii hol,care afectează flancurile cutelor.După aceste falii

are loc o deplasare a stratelor în trepte, dinspre şarnieră spre flancuri, în sens descendent, încît orice compartiment prezintă raportur. de suprapunere faţă de cel inferior şi subpunere faţă de cel superior(fig.236).

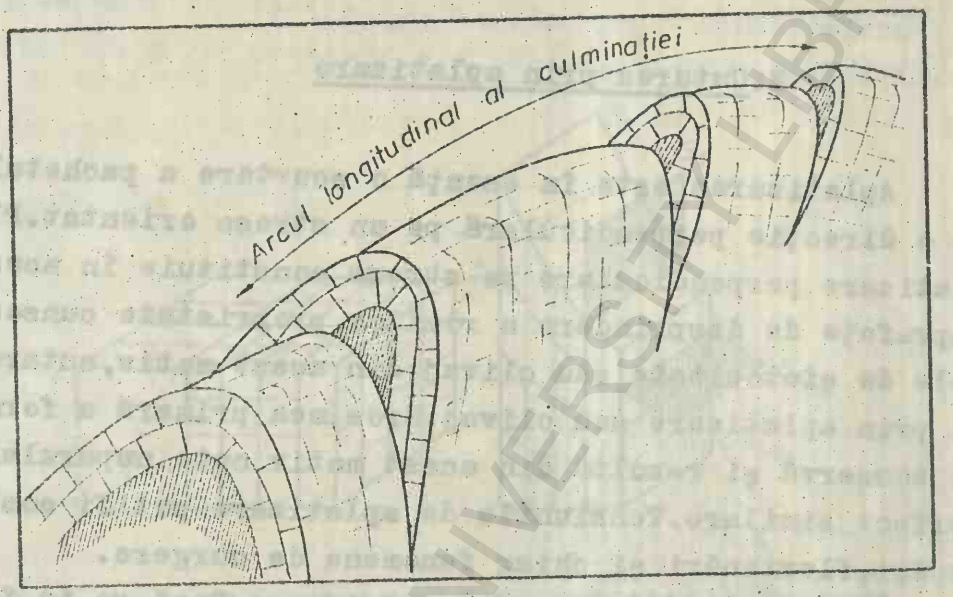


Fig.235-Falii transversale normale, afectînd un anticlinal, generate de distensiunile din zona arcului longitudinal al culminaţiei

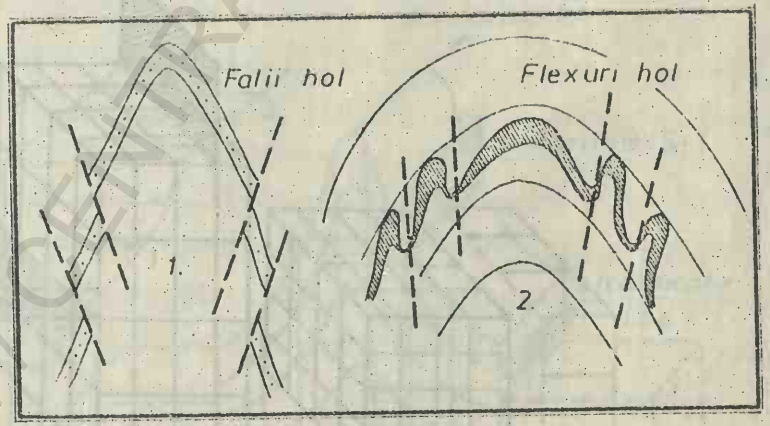


Fig.236-Falii hol în structuri cutate(din Gurău, 1982) :1.Falii hol în roci sedimentare;2.Flancuri laminate ale microcutelor similare, pe flexurile hol, în roci metamorfice

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

In cazul metamorfitelor, faliile hol care afectează flancurile cutelor majore, coincid cu flexurile flancurilor scurte ale microcutelor.

2. Cutarea prin aplatizare

Aplatizarea este în esenţă o scurtare a pachetului de roci pe o direcţie perpendiculară pe un stress orientat. Planele de aplatizare perpendiculare pe stress constituie în aceste condiţii suprafeţe de desprindere a rocilor, proprietate cunsocută sub numele de şistozitate sau clivaj; din acest motiv, cutarea se numeşte şi prin aplatizare sau clivaj. Grosimea primară a formaţiunilor nu se conservă şi rezultă din acest motiv cute neparalele, dar nici perfect similare. Tensiunile de aplatizare pot fi combinate cu forfecări, flexionări şi chiar fenomene de curgere.

Mecanismul cutării prin aplatizare. Dacă se ia în consideraţie un pachet de roci de formă cubică, cu o stratificaţie evidentă, su-

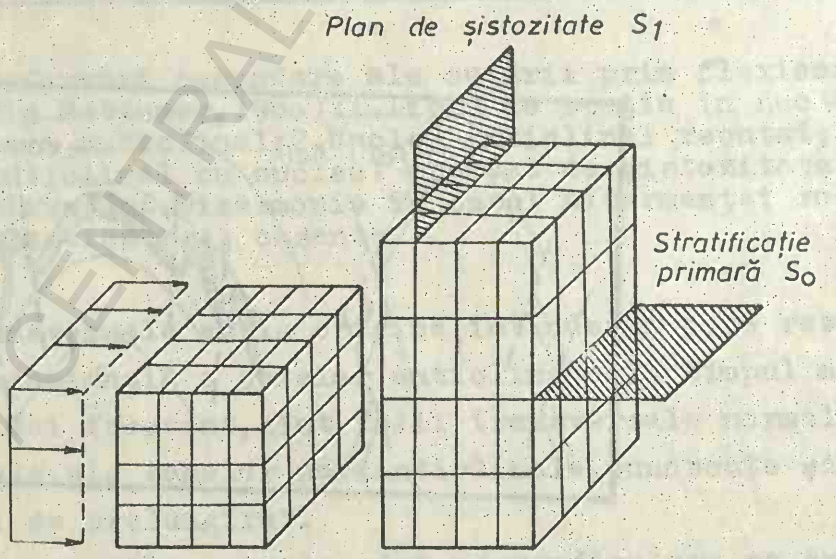


Fig. 237 - Deformare fără cutare în cazul unui stress omogen (din Mattauer, 1980, cu completări)

pus la un stress de aplatizare, perpendicular, deformările pot căpăta două aspecte: 1. în cazul unei aplatizări omogene, adică de stress constant, rocile rămîn orizontale, stratificaţia nefiind

perturbată şi crescînd doar grosimea stratelor(fig.237);2.dacă stressul este neomogen,adică variază pe anumite zone,stratele îşi pierd orizontalitatea,ca urmare a aplatizării diferenţiate; se pot naşte în aceste condiţii,cute de aplatizare(fig.238).

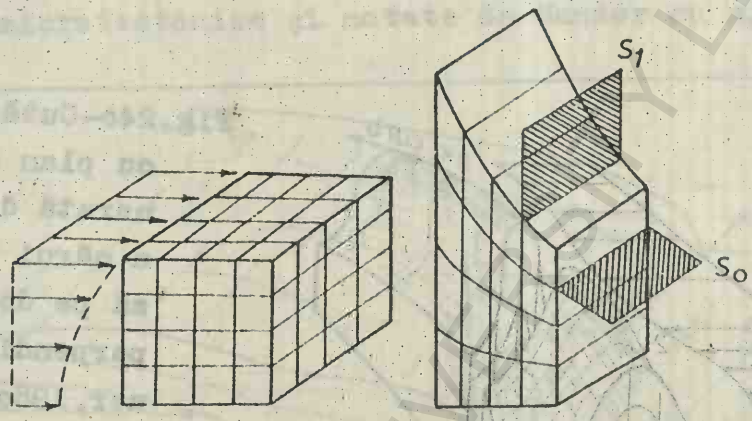


Fig.238-Cutare prin aplatizare în condiţiile în care stressul este neomogen,valoarea lui variind în plan vertical(din Mattauer,1980,cu completări)

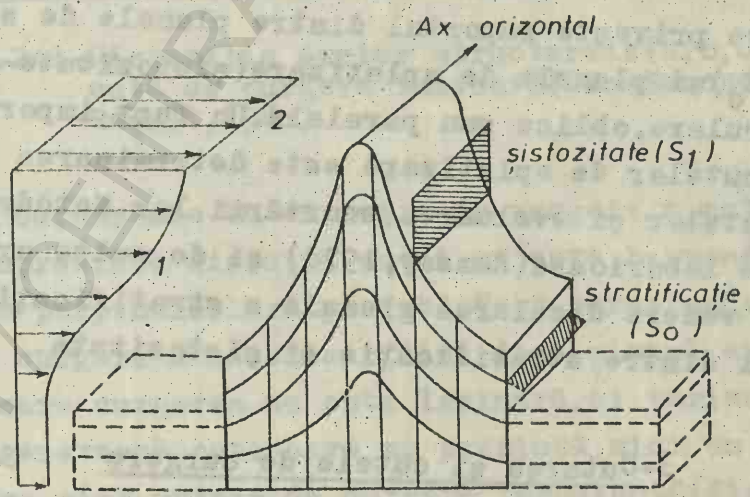


Fig.239-Cută de aplatizare cu planul axial orizontal, generată de un stress neomogen dar constant într-un plan de aplatizare(din Mattauer,1980, cu completări):1.Stress neomogen în plan vertical;2.Stress omogen(constant) în plan orizontal

In cazul în care aplatizarea este neomogenă, dar rămîne constantă într-un plan de aplatizare, se nasc cute cu planul axial orizontal (fig.239); în condiţiile în care valoarea aplatizării variază într-un plan de şistozitate pe două direcţii, perpendiculare, atunci cutele vor prezenta un plan axial curb (fig. 24o).

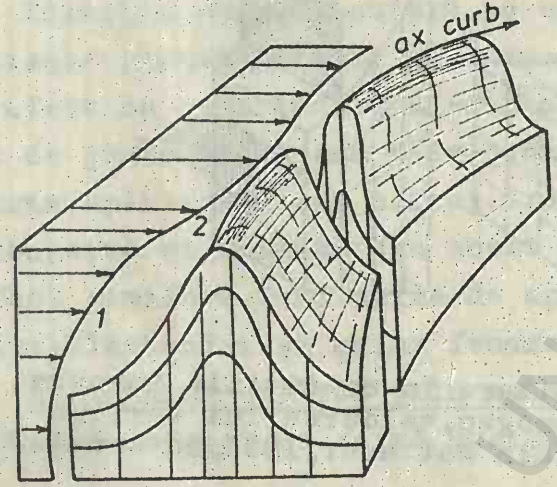


Fig.24o-Cută anticlinală cu plan axial curb, generată dintr-un stress a cărui valoare variază pe două direcţii perpendicular (din Mattauer, 198o, cu completări)

In ce priveşte raportul dintre planele de stratificaţie primară (S_o) şi planele de aplatizare (şistozitate-S_1), ele pot fi perpendiculare, oblice sau paralele. Un fapt important legat de studiul cutelor de aplatizare este determinarea grosimii iniţiale a stratelor şi evaluarea scurtării lor. Metodele propuse sînt destul de laborioase (Ramsay, 197o) şi de multe ori inaplicabile, avînd în vedere decelarea greoaie a stratificaţiei primare şi a unghiului dintre stratificaţie şi şistozitate.

3. Cutarea şi cutele de curgere

Cutele de curgere se formează fără scurtarea materialului supus deformării. Ele se nasc cînd rocile ajung la mare adîncime, moment în care sînt atinse condiţiile fuziunii. Se consideră că nu se ajunge decît rar la fuziune şi că în cele mai frecvente cazuri sînt suficiente atingerea condiţiilor de ductilitate, ca la scara

timpului geologic ele să se comporte vîscos, curgînd. In condiţiile în care se atinge totuşi punctul de fuziune, curgerea devine turbulentă.

Dacă curgerea este laminară, rămînînd paralelă cu o direcţie dată, iau naştere cute similare. In asemenea cute se pot defini axele cinematice, numite şi axe tectonice sau structurale, utilizate în studiile microtectonice şi notate de Sander cu a, b, c (fig.241).

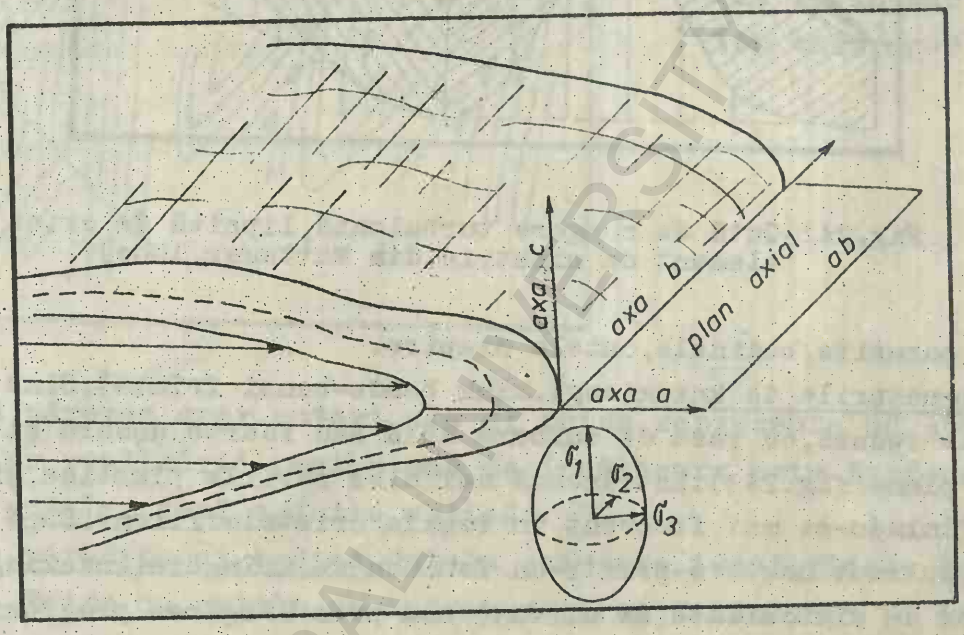


Fig.241-Dispoziţia axelor structurale (a, b, c), într-o cută de curgere laminară (din Foucault şi Raoult, 1980)

Axa "a" corespunde cu direcţia de curgere a materiei, în tim ce axa "b" reprezintă direcţia cutei şi este perpendiculară pe " ;axa "c" este perpendiculară pe "ab";"ab" corespunde cu planul d transport, de curgere a materiei, fiind deci planul axial al cutei In cazul în care curgerea nu este laminară, ci variază pe mai mul direcţii, ea generează cute care nu prezintă nici un element de metrie; acestea sînt cutele de curgere turbulentă (fig.242).

4. Structuri particulare

In această categorie intră o serie de structuri cu dezvolt mai restrînsă şi anume: knick-urile, cutele acordeon şi în căprio

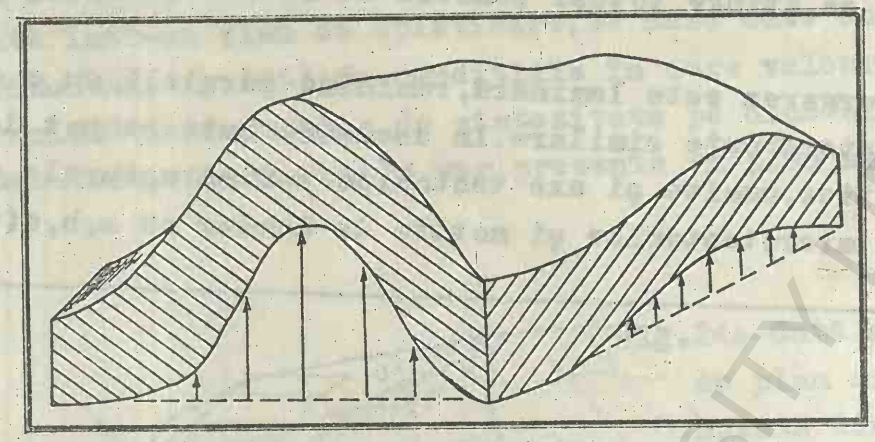


Fig.242-Cută de curgere turbulentă, lipsită de orice element de simetrie(din Mattauer,1980)

cutele parazite, budinele, cutele diapire.

Structurile de knick(engl.kink bands-benzi frînte).Sînt cute de talie redusă, cu raza de curbură nulă sau foarte uşoară şi flancurile plane(fig.243).Antrenează mai ales seriile plastice, şistoase, întîlnindu-se mai frecvent în rocile cristalofiliene.După unii autori, au luat naştere printr-un fenomen de frîngere(knicking) a planelor de şistozitate(de clivaj) sau prin lărgirea progresivă a unor flexuri.Cînd sînt conjugate, ele devin similare cu faliile inverse sau normale.

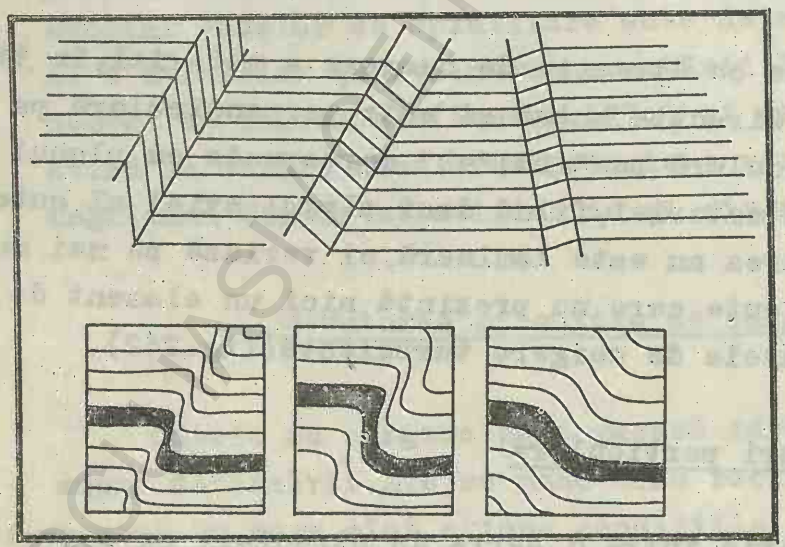


Fig.243-Knick-uri şi stadiile lor de evoluţie(din Mattauer,1980)

Cutele acordeon şi în căprior(en chevron).Se caracterizează prin flancuri drepte şi şarniere ascuţite la cutele acordeon, cele din urmă mai păstrînd încă o rază de curbură,lăsînd în şarniere un mic spaţiu triunghiular(fig.244).

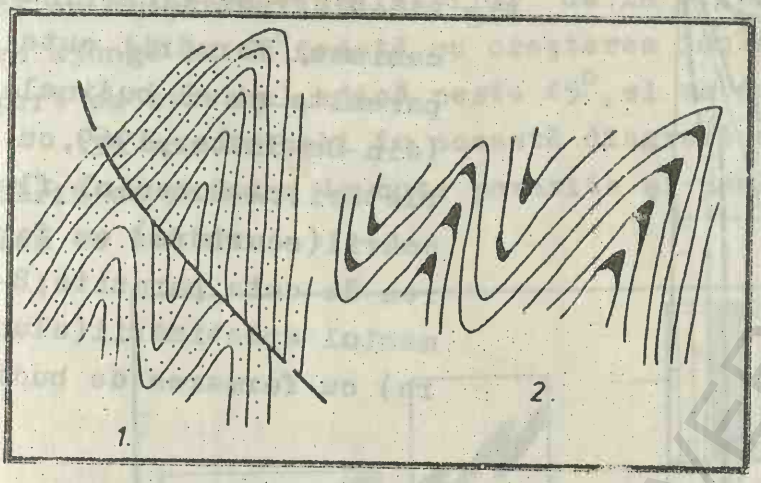


Fig.244-Cute acordeon (1) şi în căprior (en chevron-2)

După părerea unor autori,ele ar putea reprezenta un stadiu premergător realizării unor plane de încălecare prin forfecarea axială a cutelor,după o falie oblică.

Cute parazite şi budine.Cutele parazite,identificate după Turner şi Weiss cu cutele de antrenare(drag folds),cît şi budinele sînt specifice deformării prin flexionare şi aplatizare şi se dezvoltă pe seama intercalaţiilor de roci competente(dure) în suita unor formaţiuni plastice,incompetente.Ele reprezintă rezultatul raportului anisotropiei formaţiunilor,cu diversele mecanisme tectonice de deformare.

Procesul a fost atent studiat de Cloos,Ramberg şi De Sitter, ultimul sintetizînd datele de observaţie într-o diagramă,în care a imaginat o placă orizontală(ab) supusă la compresiune gradată, devenind,în final,o placă verticală(bc),ca urmare a deformărilor suferite(fig.245).

Ea corespunde unui strat subţire de rocă competentă(calcare, cuarţite) intercalat într-un pachet de roci plastice.Dacă placa este orizontală,ea va suferi o deformare prin flexionare,cutîndu-se.Dacă ea formează un unghi oarecare cu strassul,constituind diagonala unui dreptunghi,atunci lungimea diagonalei va trebui calculată pentru a vedea valoarea ei minimă.Valoarea minimă va cores-

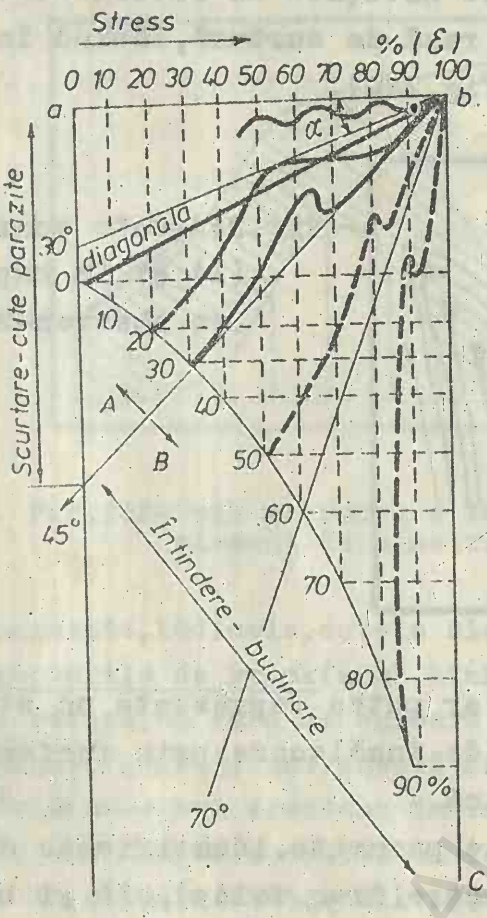


Fig.245-Diagramă ilustrînd mecanismul formării cutelor parazite şi al budinelor (din De Sitter,1969,cu completări):A-Domeniul flexionării(scurtare) cu formarea de cute parazite;B-Domeniul aplatizării(alungire) cu formarea de budine

punde cu condiţiile limită în care se vor produce scurtări prin cutare.Valoarea acestei diagonale se calculează în raport de aria dreptunghiului:

Notînd: X=lungimea diagonalei;

α =unghiul diagonalei cu direcţia stressului

A=aria dreptunghiului,care rămîne aproximativ constantă;

L=lungimea dreptunghiului;

l=lăţimea dreptunghiului;

$L=X.\cos\alpha$; $l=X.\sin\alpha$

$A= X.\cos\alpha.X.\sin\alpha$; $A=X^2.\cos\alpha.\sin\alpha$;de unde,

$$X=\sqrt{\frac{A}{1/2 \sin 2\alpha}}$$

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Reiese de mai sus că, valoarea minimă a lui X, adică a diagonalei, va fi atunci cînd numitorul fracţiei va atinge valoarea maximă, adică atunci cînd sin $2\alpha = 1(90^{o})$, iar $\alpha = 45^{o}$.

Rezultă că, orice strat supus la compresiune va suferi, odată cu creşterea înclinărilor de la orizontală, o scurtare, pînă va ajunge la 45^{o}; odată cu creşterea înclinării stratului în raport cu stressul, adică peste 45^{o}, el va suferi o alungire.

Se vor deosebi în această diagramă două cîmpuri, unul al scurtării cu formare de cute parazite şi unul de întindere cu formarea de budine.

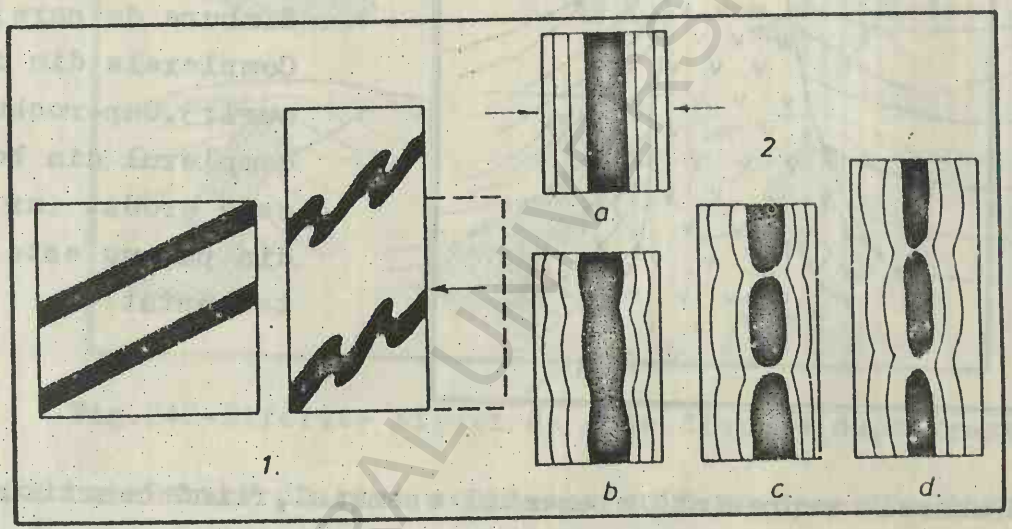


Fig.246-Mecanismul genetic al microcutelor şi budinajului, în cazul unei serii sedimentare heterogene (din Mattauer, 1980): 1. Cute parazite; 2. Budine (stratificaţie perpendiculară pe stress)

Deci, putem avea o suită t[illegible]eptată de la cute parazite la budine, pe măsură ce creşte înclinarea stratelor de la $0-45^{o}$ şi de la $45-90^{o}$, f[illegible] raport cu direcţia stressului. Budinajul (Lohest, 1908) este în consecinţă, atribuit unei alungiri a rocilor competente, situate în masa unor roci plastice, alungire care produce ruperea continuităţii stratului şi formarea unor lentile (budine) cu secţiune ovală; dacă competenţa rocilor este apropiată, budinele vor avea forma colţuroasă.

Cutele diapire. Diapirele sînt structuri anticlinale cu totul particulare, caracterizate prin prezenţa unui sîmbure de roci plastice, care străpunge rocile acoperitoare. Diapirismul (gr. diapeirein

-a străpunge)ca fenomen geologic a fost descris pentru prima dată de către Mrazec(19o7).

Elementelor diapirelor.Diapirele sînt constituite din patru complexe complexe:complexul din sîmbure,complexul din acoperiş, din flancuri şi din pat(fig.247).

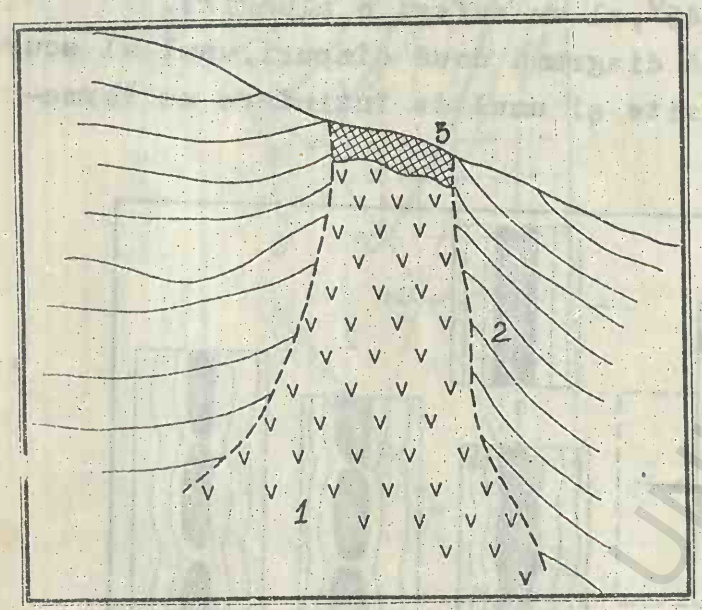


Fig.247-Elementele unui diapir de sare:1. Sîmbure de sare;2. Complexele din flancuri;3.Cap-rockul; complexul din boltă este erodat iar cel din pat nu este interceptat

Sîmburele reprezintă elementul esenţial,fiind constituit din material plastic,sare,gipsuri sau roci argiloase.In procesul de cutare,materialul plastic din sîmbure se îngroaşă,luînd diverse forme,mai frecvent creste,conuri sau cilindri;el poate afecta chiar forme bizare cum ar fi de ciupercă,de picătură,formă de "s",etc.(fig.248).

Complexul din boltă nu se întîlneşte decît la diapirele la care sîmburele nu a ajuns la zi.Prezintă drept caracteristică subţierea stratelor,pusă pe seama tensiunilor derivate din ascensiunea sării,produsă fie posterior sedimentării(Mrazec),fie cutării contemporane cu sedimentarea(Andrusov,Macovei).

Formaţiunile din boltă sînt afectate,adesea,de o reţea de falii normale.Complexele din flancuri sînt redresate şi se subţiază la contactul cu sîmburele.Acest contact de străpungere reprezintă o falie particulară cu contur închis,cunoscută şi sub numele de "falie a sării".Complexul din pat este situat la adîncime şi nupoate fi cunsocut decît prin foraje sau prospecţiune geofi-

zică,mai ales gravimetrică.

In ce priveşte natura nucleului se deosebesc diapire cu sare,întîlnite în U.R.S.S.,Germania,România,cu gipsuri(Alpi) şi diapire cu sîmbure de roci argiloase.

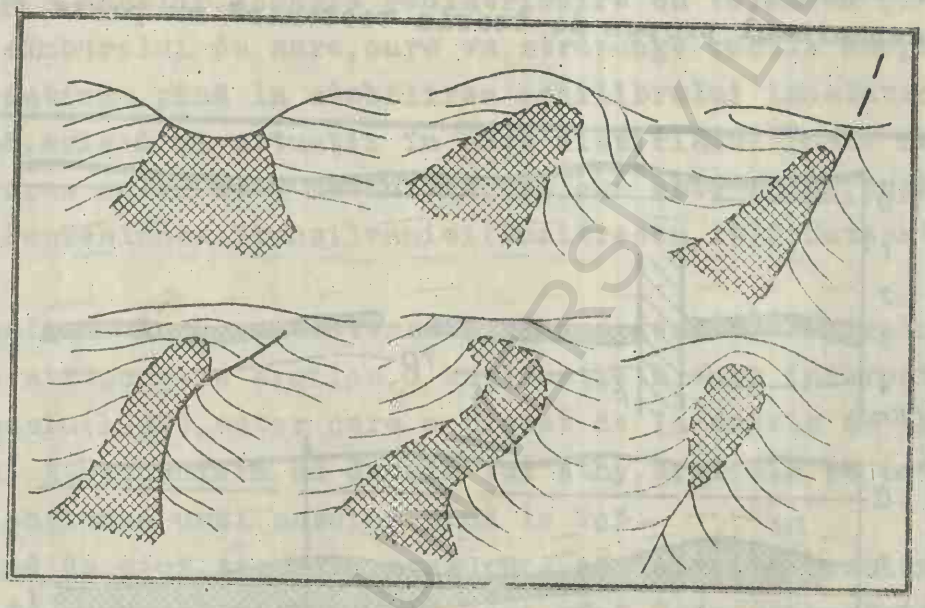


Fig.248-Diferite tipuri de cute diapire(după Mrazec)

Diapirele cu sîmbure de roci argiloase au fost descrise în Caucaz,iar în ţara noastră,în unitatea de Tarcău şi unitatea Vrancea din flişul Carpaţilor Orientali(anticlinalele Cîrnu-Straja şi Doamna-Horaiţa).

Pălăria diapirelor(cap-rockul).In multe regiuni(America,Germania,U.R.S.S.),sîmburele de sare suportă la partea superioară un înveliş gros de 2o-25o m,care include anhidrit şi gipsuri,în amestec cu material carbonatat şi detritus argilos.Acesta constituie "pălăria sării" sau cap-rockul.Ea reprezintă o concentrare a materialului insolubil din corpul sării ajuns în zona de alteraţie hipergenă.

Materialul carbonatat se pune pe seama reacţiei dintre sulfatul de calciu şi hidrocarburile care însoţesc în mod obişnuit diapirele(Dumitrescu,1962).Avînd în vedere geneza cap-rock-ului,se înţelege că,grosimea sa depinde de conţinutul sării în incluziuni insolubile,cît şi de volumul de sare solubilizat.

Mecanismul diapirismului.In mare,sînt acceptate astăzi două teorii asupra genezei diapirelor,teoria tectonică şi teoria izo-

statică.Prima din ele a fost propusă de către Mrazec(1907) şi dezvoltată de către Stille.Conform acesteia,deplasarea şi acumularea sării în sîmburele diapirului se face ca urmare a stressului tectonic,adică a tensiunilor tangenţiale.Cum însă diapirismul se întîlneşte şi în zonele de platformă(Texas,Emba),se înţelege că mecanismul propus de teoria tectonică nu poate fi generalizat.

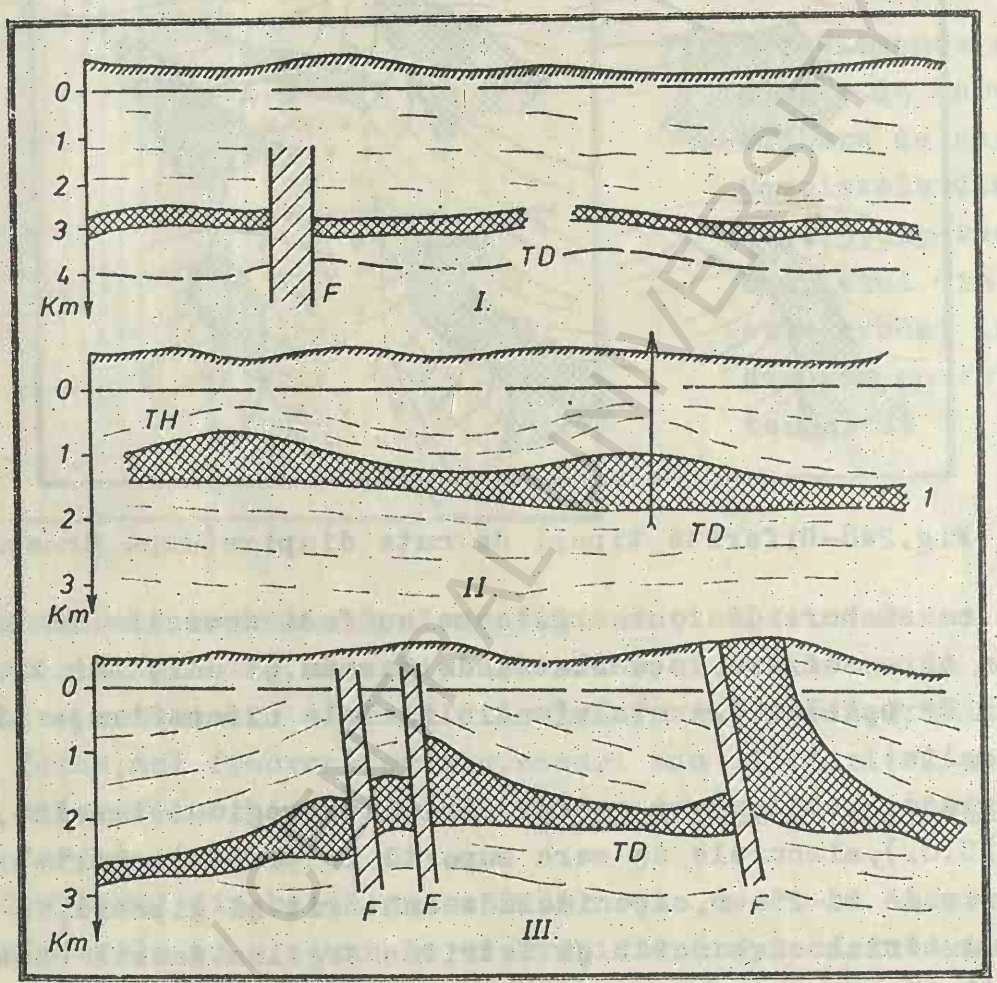


Fig.249-Diferite stadii de evoluţie a diapirismului din Depresiunea Transilvaniei,conturate geofizic şi prin foraje(din Visarion et al.,1976):I.Sare stratiformă în poziţie primară(zona Sîngeorzu Nou-Archiud);II.Structuri de domuri diapire(zona Sîncel-Sînmiclăuş);III.Cute diapire ,indicînd diapirism accentuat şi total(zona Sărăţel-Pintic);1. Sare;TH-tuful de Hădăreni;TD-tuful de Dej

Teoria izostatică aparţine ca idee lui Harbort(191o).Ea se bazează pe comportarea tectonică particulară a sării datorată greutăţii ei specifice mai mici(2,15),comparativ cu rocile înconjurătoare(2,4),de unde şi tendinţa de redistribuire izostatică locală a maselor.Această redistribuire cu formarea şi ascensiunea sîmburelui de sare,care va străpunge rocile acoperitoare,va continua pînă la stabilirea echilibrului izostatic.Fără îndoială că,există şi situaţii în care diapirismul poate rezulta din conjugarea celor două mecanisme,aşa cum este cazul,după unii autori,în Depresiunea Transilvaniei(Dumitrescu,1962;Botezatu,1982).

O chestiune încă controversată rămîne geneza diapirelor cu sîmbure de străpungere argilos.O explicaţie a fost încercată de către Atanasiu(1932),autor care a plecat de la datele de laborator ale lui Athy;conform cu datele lui Athy,argilele se pot comprima sub acţiunea unei sarcini pînă la 2o%.

Plecînd de aici,Atanasiu presupune că datorită presiunii litostatice,în adîncime,rocile argiloase sînt deja compactate,încît în timpul cutării formarea anticlinalelor începe mai întîi în profunzime,transmiţîndu-se la suprafaţă numai după ce aceleaşi depozite s-au redus din dimensiune cu 2o%.Ca urmare,sîmburele anticlinal format în adîncime,reuşeşte prin subîmpingere să străpungă bolta anticlinală,conferind cutei un aspect diapir.Ipoteza lui Atanasiu rămîne una dintre multiplele posibilităţi,care de altfel,sînt amplu discutate de către Kosîghin(1962).

Clasificarea diapirelor.Din geneză,morfologie,natura nucleului sau stadiul de evoluţie diapiră,rezultă o diversitate de elemente care constituie în ultimă instanţă,criteriile de clasificare a acestor structuri.Asemenea clasificări au fost făcute de către Dumitrescu(1962) şi Kosîghin(1962).

După Dumitrescu(1962) se întîlnesc următoarele tipuri de structuri diapire:

-după criteriul morfologic,conjugat cu cel genetic:anticlinale diapire cu nucleul alungit,generate prin intervenţia tensiunilor tectonice şi domuri diapire cu nucleul circular sau larg eliptic de origine izostatică;

- după natura nucleului:diapire cu nucleu de sare,cu nucleu de

gips sau cu nucleu de străpungere argilos;

-după raportul nucleului cu linia reliefului:diapire închise(criptodiapire) dacă nucleul rămîne sub linia relieíului şi deschise cînd nucleul este retezat prin eroziune;

-după raportul dintre nucleu şi formaţiunile din flancuri: diapire concordante şi diapire discordante;

-după aspectul lor cartografic: în şirag şi diapire în releu.

Desigur,clasificarea de mai sus nu este exhaustivă,multe alte tentative,adaugă noi tipuri de corpuri salifere,în conformitate cu complexitatea structurală a diverselor situaţii din teren.

Incheind,trebuie să relevăm importanţa diapirismului nu numai sub raport fenomenologic dar mai ales economic.De diapirism sînt legate nu numai diversele zăcăminte de săruri dar şi structurile petro-gazeifere.Din acest punct de vedere ţara noastră se bucură de un privilegiu,la ora actuală,fiind conturate geofizic (gravimetric şi seismic) cca 2oo de masive de sare,localizate în miocenul molasei carpatice şi Depresiunii Transilvaniei(Botezatu,1982).In ultima regiune,investigaţiile gravimetrice,completate cu datele de foraj,au reuşit să contureze chiar diversele stadii de evoluţie a fenomenului diapir(fig.249),aşa cum a fost surprins el şi în alte regiuni sau realizat pe cale experimentală de către Netleton şi Ramberg.

Cap.X ANALIZA DEFORMARILOR PE NIVELE STRUCTURALE

A.Structurile superficiale: tectonica de alunecare gravitaţională

Deformările care se produc la suprafaţa scoarţei sau la profunzime uşoară au loc în condiţii de presiuni litostatice reduse sau nule,rocile avînd un comportament casant.Structurile care se realizează în atare condiţii,reprezintă rezultatul unei tectonici particulare şi care afectează o peliculă redusă de la partea superioară a scoarţei.Este vorba de pînzele de alunecare

sau de decolare gravitaţională;rolul primordial în declanşarea acestui tip de deformări revine gravitaţiei.Ideea tectonicii de alunecare gravitaţională a preocupat pe foarte mulţi autori,printre care,Bertrand,Gignoux,Schneegans,Lugeon,Migliorini,Benno,Flores,etc.;controversată multă vreme,ea este astăzi unanim acceptată.

1.Caracteristicile structurilor superficiale

Deformările superficiale se pot produce atît în mediul subaerian cît şi subacvatic.In mediul subaerian se pot forma falii care se instalează pe sisteme de fisuri,pe crevasele preexistente sau pe planele de discontinuitate litologică,în condiţii speciale de morfologie şi climă.In condiţii speciale deci de relief ,de climă,în special umedă,sau de litologie,pot lua naştere alunecări,de la pachete reduse de roci şi pînă la adevărate pînze de şariaj,numite şariaje epiglyptice.

Alunecarea gravitaţională,deci planul de contact anormal, poate fi dovedit de antrenarea,pe acesta din urmă,a unor grohotişuri,a unor aluviuni sau soluri vechi.In baza pînzei mai pot fi întîlniţi pinteni,rabotaţi în timpul deplasării,cum şi reliefuri detaşate şi antrenate sub formă de lambouri de împingere.

Un exemplu tipic de alunecare gravitaţională subaeriană este cazul de la Vajont din Alpii Italieni,petrecută în anul 1963 (Selli şi Trevisan,1964).Această alunecare a determinat dispariţia lacului de acumulare de la Vajont şi a făcut inutilizabil unu din cele mai înalte baraje din lume(257,7 m).Masa antrenată a atins un volum de roci de aproape 300.000.000 m^3,pe un traseu lung de cca 2 km;frontul alunecării a avut un maxim de înălţime de 330 m cu o medie de 157 m.

Factorii care au concurat la declanşarea fenomenului sînt, după cît se poate deduce(fig.250),de natură morfologică,structurală şi litologică;este vorba de o diferenţă de nivel apreciabilă,dispoziţia monoclinală a stratelor în sensul pantei topografice şi existenţa în masa calcaroasă rigidă,a două nivele de roci plastice care au constituit zone de minimă rezistenţă şi pe care s-au instalat planele de glisare.De remarcat formarea a numeroase falii inverse,avînd drept punct de plecare forfecările,

facilitate de cele două nivele de roci marno-argiloase plastice ,unul la nivelul Malmului iar celălalt în stiva depozitelor cretacic superioare(fig.25o).

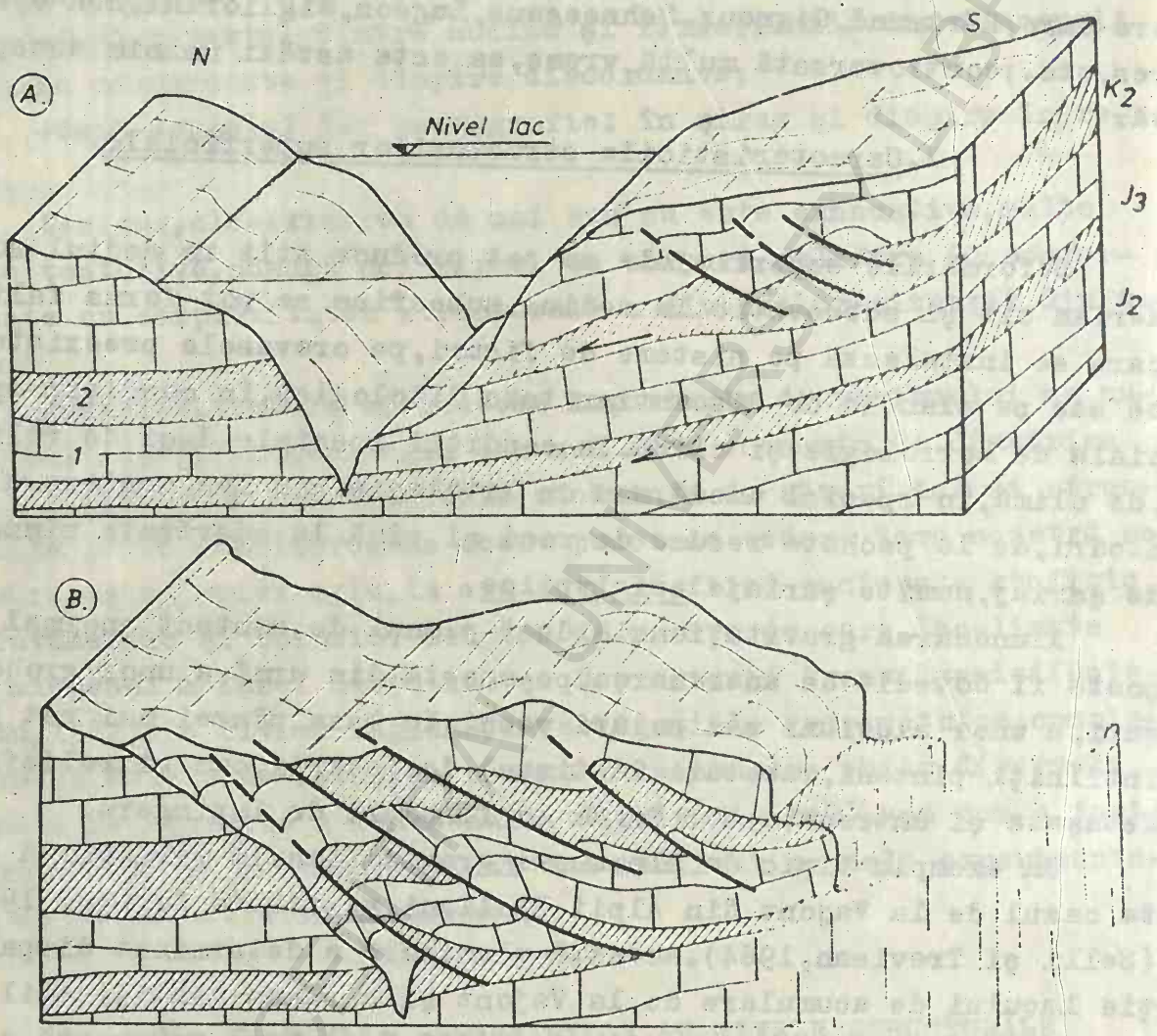


Fig.25o-Alunecarea subaeriană de la Vajont(din Selli cu Trevisan,1964):A.Situaţie iniţială;B.Situaţia după declanşarea alunecării;1.Calcare masive cu rol de substrat rigid;2.Marno-argile,constituind suprafeţe de minimă rezistenţă pe care s-au realizat planele de alunecare

Deformările produse în mediul subacvatic, subacvatic, au o notă cu totul particulară.Ele antrenează sedimentele hidroplastice ce se deformează uşor chiar şi la solicitări reduse.Trăsăturile acestui tip de deformări apar cu pregnanţă în cazul alunecărilor submarine,adică sinsedimentare,cunoscute sub numele de

"subsolifluxiuni"(Heim,1908) sau "slumping"(Fairbridge,1946).

Procesele de slumping(engl.slumping-cădere,prăbuşire) sînt comune zonelor de taluz continental.Lewis(1971) a descris asemenea alunecări în regiunea Noii Zeelande,produse chiar la pante de 1-4°;acelaşi autor a oferit chiar şi o schemă a acestui tip de alunecare(fig.251).

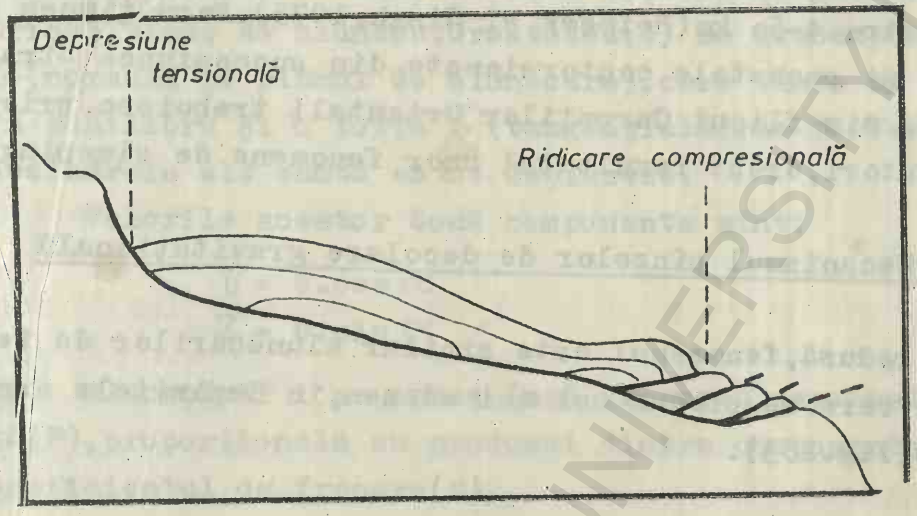


Fig.251-Schema unei alunecări de tip slumping(după Lewis,din Reineck şi Singh,1975)

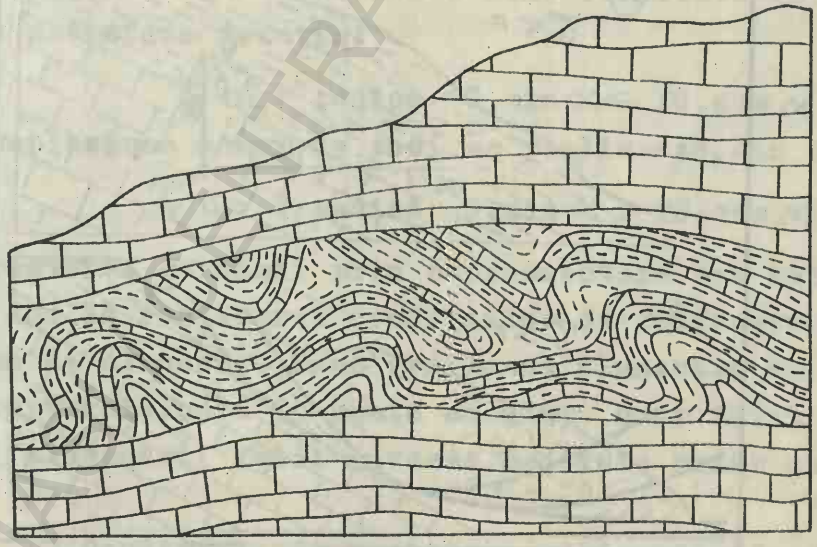


Fig.252-Alunecare gravitaţională intra-formaţională (slumping),fosilă,în depozitele cretacice din Gargano(Italia meridională)(desen după o fotografie,din Mattauer,1980)

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

După observaţiile a numeroşi autori, în procesul de slumping, în masa alunecată se produc compresiuni în partea frontală, în timp ce în zona de desprindere predomină distensiunile. Compresiunile cauzează atît falieri cît şi cutarea formaţiunilor plastice(fig.252). Dimensional, masa deslipită şi alunecată poate ajunge la 5oo m grosime, lăţimea de pînă la 2o km, deplasarea atingînd între 4-5o km(Reineck şi Singh, 1975). Formaţiunea de wildflysch cît şi pachetele contorsionate din succesiunea Stratelor de Sinaia din flişul Carpaţilor Orientali trebuiesc privite, după unii autori, drept rezultatul unor fenomene de slumping.

2. Mecanismul pînzelor de decolare gravitaţională

La scară redusă, fenomenul este similar alunecărilor de teren actuale şi care se produc cel mai adesea, în depozitele argiloase plastice(fig.253).

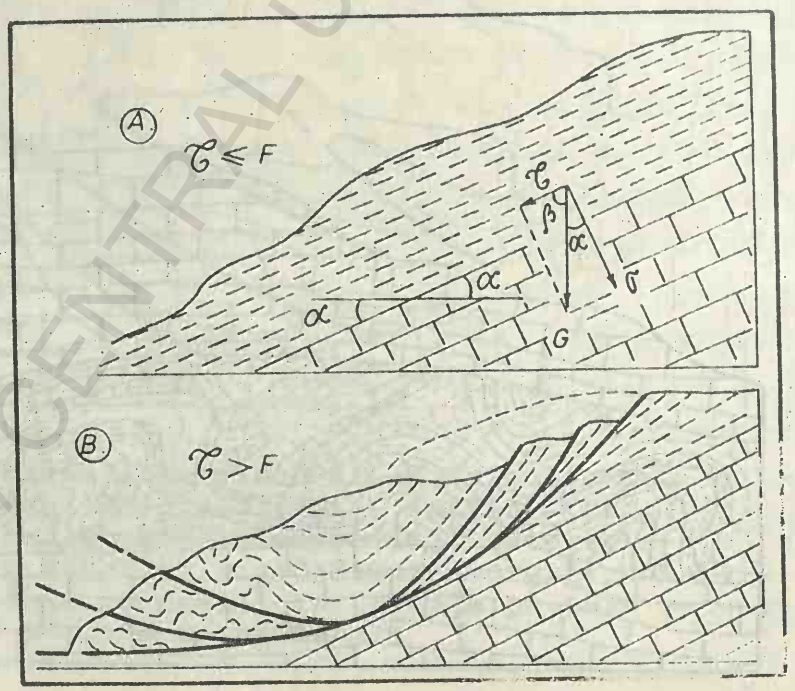


Fig.253-Condiţiile de realizare a unei alunecări de teren, comparabilă mecanismului de declanşare a pînzelor de decolare gravitaţională: A. Condiţii de stabilitate; B. Condiţii de instabilitate; α -înclinarea planului de alunecare în cazul particular cînd corespunde înclinării stratelor

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

In cazul acestor alunecări, condiţiile de stabilitate se asemănă cu condiţiile de echilibru ale unui corp dispus pe un plan înclinat.

Dacă se consideră un pachet de strate argiloase, suprapus pe un nivel de roci calcaroase, competente, primul, de greutate G (G, însemnînd produsul dintre volumul rocilor şi greutatea lor volumetrică.), tinde să alunece. Greutatea (G) se descompune într-o forţă σ (normală pe planul de alunecare), care tinde să menţină rocile în echilibru şi o forţă τ (tangenţială), de forfecare, sub acţiunea căreia ele caută să se deplaseze.

Valorile acestor două componente sînt:

$$\sigma = G.\cos\alpha$$
$$\tau = G.\sin\alpha$$

Alunecării i se opune însă frecarea, exprimată printr-o forţă (F), proporţională cu produsul dintre componenta normală (σ) şi coeficientul de frecare (f),

Deci, $$F = f\sigma = fG.\cos\alpha$$

Condiţiile de stabilitate sînt realizate în momentul în care se satisface relaţia:

$$\tau \leq F \text{ ; adică } G.\sin\alpha \leq fG.\cos\alpha$$

Deplasarea masei de roci se realizează, din contra, cînd:

$$\tau > F \text{ ; adică } G.\sin\alpha > fG.\cos\alpha$$

Creşterea sarcinii prin supraumectare sau solicitări de altă natură, duc la realizarea condiţiilor de forfecare şi formarea unui plan de alunecare. Masa argiloasă alunecată va fi afectată de plane rupturale, care în spate au alura unor falii normale, iar în frontul alunecării falii inverse, asociate chiar cu cute.

3. Condiţiile de realizare a pînzelor de decolare

Este unanim admis, că asemenea pînze, similare ca amploare pînzelor de şariaj născute prin compresiune, sînt legate de fazele de ridicare şi formare a catenelor, cînd contrastele de relief creează condiţii alunecărilor gravitaţionale. Dezvoltarea lor es

te tipică zonelor de bordură a catenelor, deplasarea făcîndu-se de la interior spre exteriorul acestora. Declanşarea fenomenului este în raport de condiţiile litologice şi de pantă.

Condiţiile litologice. Decolările gravitaţionale presupun în mod obligatoriu prezenţa unei stive de roci plastice. Pot exista două situaţii: o stivă plastică marnoasă sau argiloasă ce se va pune în mişcare mai ales în condiţii submarine, în momentul cînd apare o denivelare de pantă suficientă, sau o masă de roci competente, care stă pe un nivel bazal foarte plastic; nivelul bazal se transformă într-un plan de decolare, cînd sînt depăşite, de asemenea, condiţiile de stabilitate. In ambele cazuri deplasarea poate atinge curent mai multe zeci de kilometri.

Din prima categirie se citează cazul pînzelor din Africa de Nord, unde denivelările au pus în mişcare seria grcasă, preponderent marnoasă, plastică a cretacic-miocenului, iar din cea de a doua sînt pînzele din Europa vestică, unde Terţiarul constituit din serii competente, s-a desprins şi a alunecat pe nivelul bazal aï Triasicului, plastic, argilo-gipsifer.

Condiţiile de pantă. Unghiul de pantă minim, necesar declanşării alunecărilor gravitaţionale, depinde, în mod firesc, de starea fizică în care se găsesc rocile afectate. In condiţiile alunecărilor submarine, în care sedimentele nediagenizate sînt hidroplastice, alunecarea se poate declanşa şi desfăşura la o pantă uşoară; se consideră că ea se poate produce şi la o pantă de 1^{o}. Pentru depozite normale, va fi necesară desigur, o pantă mai mare; se citează exemple în care panta a depăşit $3-4^{o}$.

In afară de pantă, un rol în asemenea tip de alunecări îl au şi reliefurile care reprezintă un indiciu al valorii denivelărilor. In mod frecvent, aceste reliefuri nu se conservă însă, ceea ce face imposibilă o apreciere a rolului lor în decolare. De multe ori însă, ele pot fi calculate indirect. Aşa spre exemplu, pentru pînzele din Africa de Nord, cu o amploare de cca 100 km şi cu o înclinare a planului de şariaj de 5^{o}, s-a ajuns prin calcul la o valoare a denivelărilor de peste 8 km(!)(fig.254).

In ce priveşte raportul dintre dimensiunea masei decolate şi panta planului de şariaj, după cum a arătat Goguel, cu cît masa alunecată este mai mare, cu atît panta poate fi mai mică.

După cum am văzut, aceste structuri se produc în momentul în care se ajunge la denivelări de relief importante. Energii de relief apreciabile se pot produce, teoretic, în toate etapele de manifestare a mişcărilor tectonice, pre-paroxismale, paroxismale sau post-paroxismale, într-un cuvînt, pînzele pot fi ante, sin sau posttectonice.

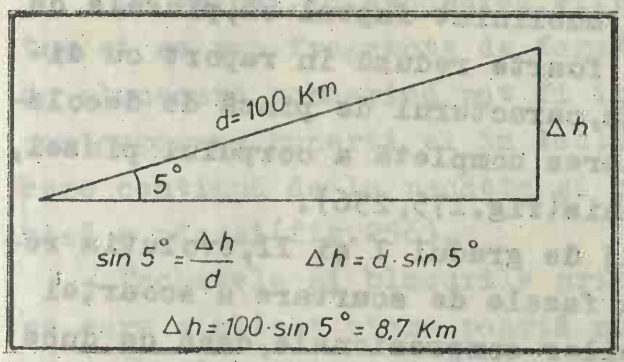


Fig.254-Calculul denivelărilor de relief care au declanşat pînzele de decolare din Africa de Nord (după datele furnizate de Mattauer, 1980)

Numeroase date demonstrează că multe pînze sînt posttectonice, fapt sprijinit de următoarele constatări: denivelările notabile nu se produc decît posterior fazei paroxismale de compresiune; masele de roci antrenate în alunecare sînt deja cutate, cu deformări realizate de multe ori sub frontul superior de şistozitate (FSS), adică în nivelul structural inferior, ceea ce creează un contrast evident cu substratul care este de multe ori puţin sau chiar necutat.

Există, de asemenea, dovezi, că parte din pînzele de decolare sînt sintectonice, respectiv, sinsedimentare. Admiterea unor pînze submarine, sinsedimentare, creează posibilitatea unor reconstituiri paleogeografice care erau, de multe ori, greu de conceput.

Formarea sinsedimentară a pînzelor vechi, este comparată astăzi, cu situaţiile similare care se produc în Mediterana Occidentală şi pe baza cărora s-a reuşit reconstituirea evoluţiei pînzelor de decolare din Kabylia (Algeria-Arthaud et al., 1977). Numai presupunîndu-se un asemenea model, se poate explica trecerea de la depozite cretacic inferior-oligocene, puternic cutate, la aceleaşi depozite subjacente, nederanjate.

4.Particularităţile pînzelor de decolare gravitaţională;olistolite şi olistostrome

Acestea se deosebesc de pînzele de supracutare sau de forfecare,nu numai ca mecanism dar şi ca trăsături structural-morfologice.In primul rînd este de subliniat faptul că,pînzele de alunecare au,de regulă,grosimea foarte redusă în raport cu dimensiunea lor orizontală.In plus,caracterul de pînză de decolare este subliniat de desrădăcinarea completă a corpului pînzei, avînd un contur de eroziune închis(fig.175,256).

In cazul pînzelor de şariaj de gradul I şi II,evoluţia realizării lor stă în legătură cu fazele de scurtare a scoarţei sialice şi amplificarea tensiunilor compresionale,ceea ce duce la deplasarea stivelor de roci după falii inverse,devenite plane de şariaj.

In cazul decolărilor gravitaţionale,procesul de şariaj nu apare decît acolo unde sînt întrunite condiţii speciale de litologie şi de denivelare şi încetează probabil,în momentul în care corpul pînzei ajunge în axul şanţului de sedimentare din faţă,în care panta redusă face ca forţele de frecare să depăşească pe cele gravitaţionale.

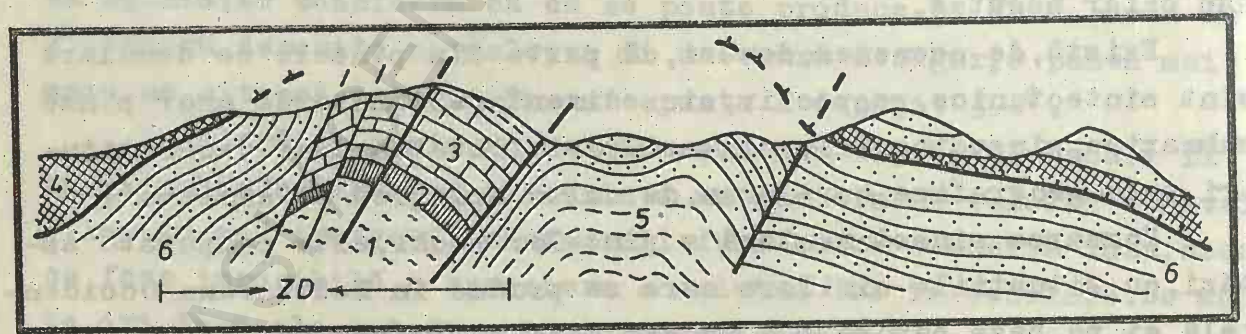


Fig.255-Pînza de decolare gravitaţională din Apeninii Nordici(după Merla,1952,din De Sitter,1969):1.Cristalin-Permo-Carbonifer;2.Dolomite-Trias;3.Calcare-Lias-Malm;4.Argile scagliose-Jurasic superior;5.Sisturi policrome-Cretacic-Eocen;6.Formaţiunea de Macigno-Oligocen;ZD-zona de creastă longitudinală(de decolare)

Cît priveşte viteza de înaintare a corpului pînzei, unii autori (Săndulescu, 1975) presupun că deplasarea este mai mică decît în cazul pînzelor de forfecare. Vizibil şi de reţinut este stilul incoerent şi diversitatea orientării structurilor formate în timpul alunecării. In general, fenomenele de cutare nu acompaniază decolarea decît în cazul antrenării rocilor plastice şi numai în zona frontală a pînzelor.

De obicei, în avansarea ei, pînza suferă fracturări, din fruntea ei se rup fragmente de formă lenticulară şi care în condiţii de alunecare submarină pot fi interstratificate cu sedimente contemporane punerii ei în loc. Se realizează în acest fel, o trecere continuă de la pachete şi blocuri izolate la masa propriu-zisă a pînzei (fig. 256).

Pachetele şi blocurile prinse în masa depozitelor plastice pe care a glisat pînza poartă numele de olistolite (gr. olistos-alunecare), klippe sedimentare sau blocuri exotice. Dimensiunea lo variază de la talia galeţilor şi pînă la blocuri şi pachete de hectometri sau kilometri cubi.

Cînd frecvenţa detaşării şi transportului acestor olistoli este mare, încît ele nu pot fi acoperite prin sedimentarea contemporană decolării, se realizează o aglomerare de olistolite separate prin contacte anormale, constituind o pînză de decolare cu totul particulară, cunoscută sub numele de olistostromă (Flores, 195 Beneo, etc.).

5. Analiza cîtorva pînze de decolare gravitaţională

Cele mai spectaculare pînze de decolare sînt cunoscute în Mediterana Occidentală, unde formează o centură de peste 2000 km din Apenini, Sicilia, Africa de Nord, Cordilierele Betice (Spania) şi pînă în Baleare; amploarea lor atinge curent 50-100 km.

Mecanismul este pus pe seama compresiunilor din fazele tectonice alpine, care au determinat ridicarea unor reliefuri în păţile interne ale catenelor, în contrast cu bazinele marginale scufundate, spre care s-a produs un apel gravitaţional. Decolarea a afectat fie serii plastice (Cretacic-Miocen), de pe un soclu rigid, fie stive de roci casante (Jurasic-Oligocen), care au avut în

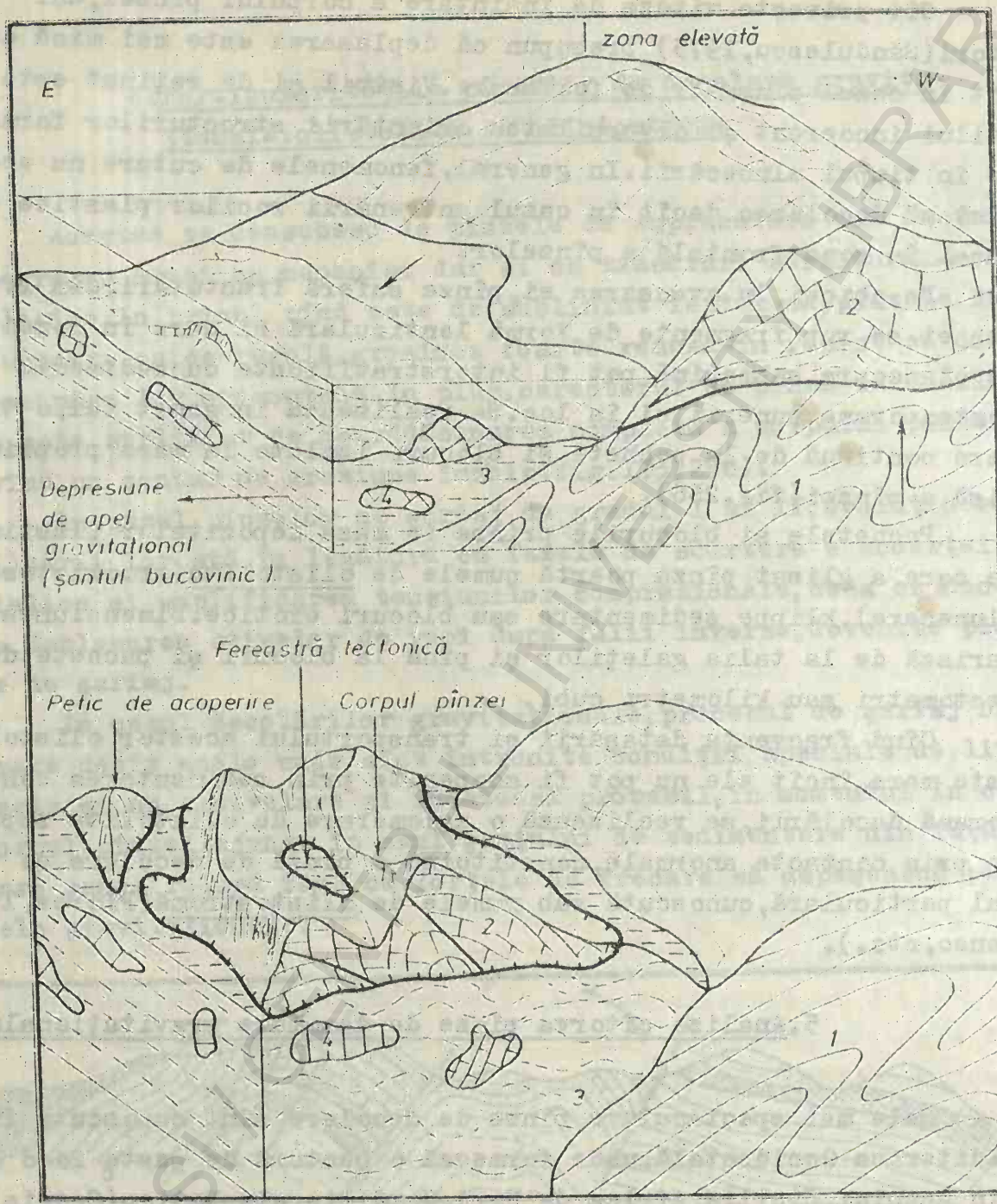


Fig.256-Model genetic al unei pînze de decolare gravitațională, precedată și asociată de trena de olistolite (după pînza Hăghimașului din Carpații Orientali) :1.Soclu cristalin ;2.Serie calcaroasă competentă, jurasico-cretacică (acumulată în șanțul transilvan-intern);3.Formațiunea de wildflysch, albiană, plastică, constituind patul de glisare (acumulată în șanțul bucovinic-extern);4.Olistolite

pat roci cu plasticitate ridicată(Trias argilo-gipsifer).Aşa spre exemplu,în Apeninii Nordici(Migliorini,Beneo,Jacobacci), formaţiunea plastică,aşa-zisele argile scagliose(solzoase) de vîrstă jurasic superioară se dispune anormal peste formaţiunea de Macigno,oligocenă,preponderent grezoasă(fig.255).

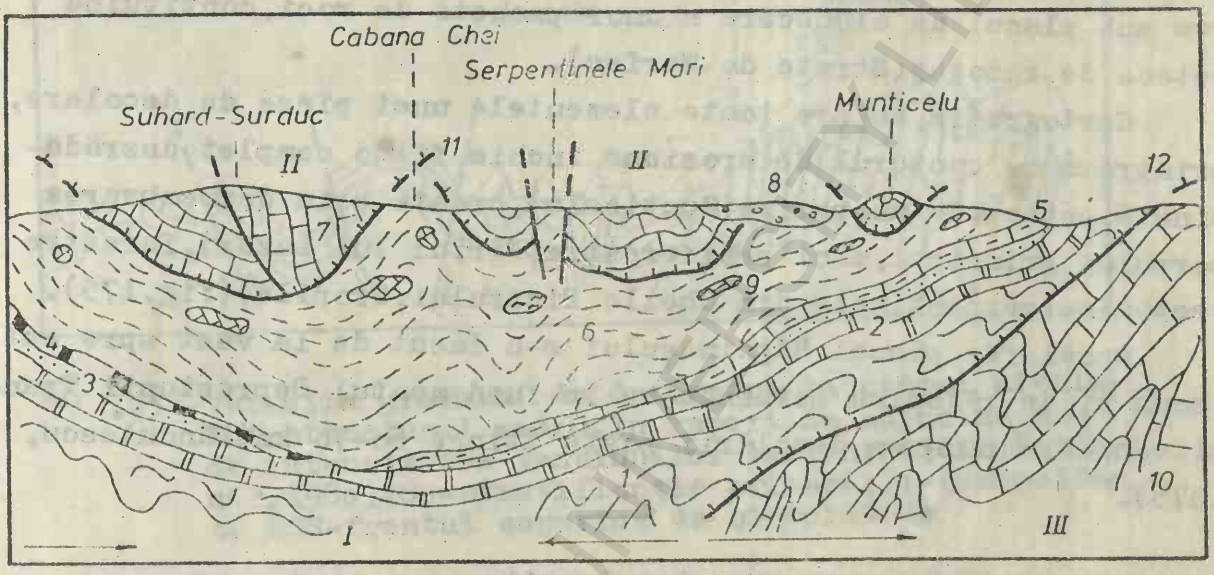


Fig.257-Secţiune geologică prin pînza de decolare a Hăghimaşului,în profilul văii Bicazului:I.Pînza bucovinică(de forfecare):1.Soclu cristalin;2.Dolomite-Trias;3.Liasic + Dogger;4.Jaspuri-Callovian-Oxfordian;5.Strate cu Aptychus(Jurasic superior-Neocomian);6.Wildflysch(Barremian-Albian);II.Pînza Hăghimaşului (7.Formaţiune calcaroasă-Kimmeridgian-Apţian);8.Conglomerate posttectonice(cenomanian);9.Olistolite; III.Pînza de Ceahlău(Fliş)(paraautohton);1o.Formaţiunea de Sinaia-Neocomian-Barremian inf;11.Plan de şariaj realizat prin decolare;12.Plan de şariaj generat prin forfecare

Un exemplu clasic de pînză de decolare gravitaţională din Carpaţii Orientali este pînza Hăghimaşului(fig.257).Caracterul de pînză este subliniat de suprapunerea anormală a stivei calcaroase,aparţinînd Jurasicului superior,Neocomianului şi Urgonianului,peste formaţiunea de wildflysch(Barremian-Albian),aparţinînd autohtonului bucovinic.

Masa calcaroasă competentă a glisat pe substratul de wildflysch,plastic,care se acumula în şanţul bucovinic,denivelat puternic faţă de relieful ridicat care afectase zonele intern-

carpatice, corespunzătoare domeniului de sedimentare transilvan. Denivelarea s-a realizat probabil treptat, începînd cu Jurasicul superior, atingînd apogeul în timpul paroxismului austric.

Inaintarea corpului principal al pînzei a fost însoţită de formarea unor trene de olistolite cît şi de prinderea şi antrenarea sub planul de alunecare a unor pachete de roci, contituind petece de rabotaj (Strate de Werfen).

Cartografic, ea are toate elementele unei pînze de decolare, printre care conturul de eroziune închis, fiind complet dezrădăcinată, petece de acoperire (Munticelu), create prin dezmembrarea corpului principal, mici semiferestre (Pîrîul lui Lazăr), ferestre tectonice (serpentinele din Cheile Bicazului, Gropile) (fig. 175).

Decolarea pînzei Hăghimaşului s-a făcut de la vest spre est, zona ei de rădăcină situîndu-se în fundamentul Depresiunii Transilvaniei; amploarea decolării poate atinge 60-70 km (Săndulescu, 1975).

B. Nivelul structural mediu

Este domeniul cutelor paralele (concentrice), generate prin flexionare şi alunecare. In cadrul catenelor, factorii care determină apariţia şi dezvoltarea unor asemenea structuri, sînt sarcina litostatică legată de adîncime, litologia şi valoarea tensiunilor tectonice.

Condiţiile dezvoltării nivelului structural mediu sînt întrunite în catenele cu scurtare compresională uşoară şi în bordurile tuturor lanţurilor de orogen cu scurtare apreciabilă; în ambele cazuri intervin serii sedimentare cu litologie diversificată şi stratificaţie bine exprimată.

Se pot realiza deformări continui şi discontinui de diferite grade, de la cute doar schiţate cu căderi uşoare, la cute cu flancuri verticale, deversate sau răsturnate, accidentate de falii, corespunzînd la o scurtare care poate merge pînă la 50%.

Pe măsură ce sarcina litostatică sau stressul tectonic cresc, se trece de la cute concentrice, la cute în căprior (en chevron),

cu şistozitate numai în nucleu, într-un prim stadiu, apoi şistozitatea generalizîndu-se, în aşa fel încît, are loc trecerea spre nivelul structural inferior (fig.258).

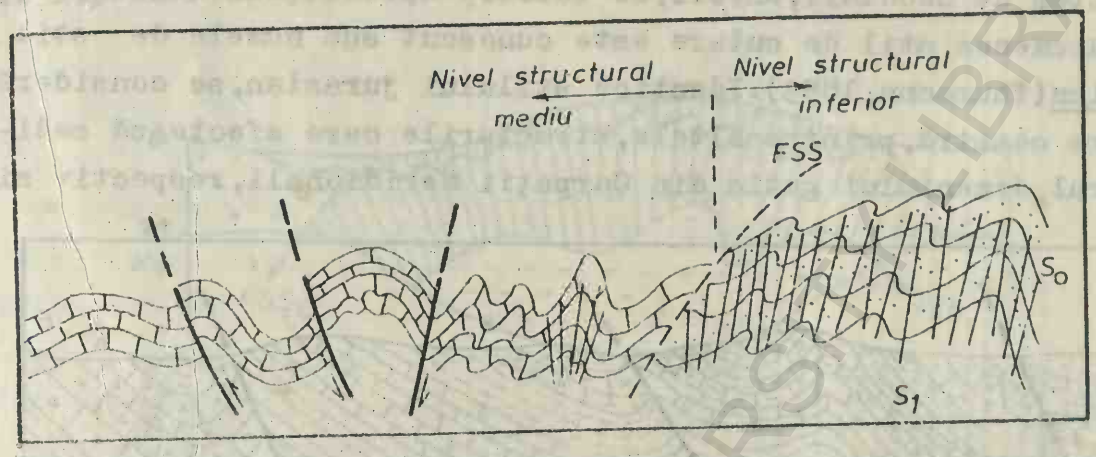


Fig.258-Variaţia gradului de deformare în cadrul nivelului structural mediu, în raport de adîncime sau de intensitatea tensiunilor tectonice (din Mattauer, 1980): So-stratificaţie primară; S1-şistozitate; FSS-frontul superior de şistozitate

Deformările se amplifică cu atît mai mult cu cît seriile conţin nivele plastice, incompetente, susceptibile de a introduce fenomene de dizarmonie şi chiar decolări.

Structuri tipice acestui nivel se întîlnesc în Munţii Jura. Aici terenurile mezozoice şi terţiare sînt prinse într-un sistem de cute anticlinale şi sinclinale, asociate cu falii; nivelul argi-

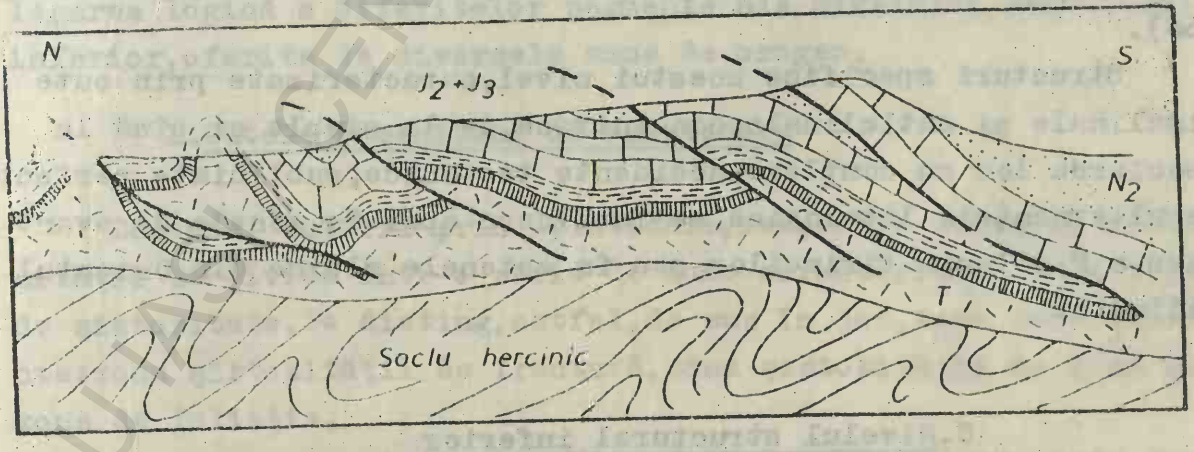


Fig.259-Secţiune prin sistemul de cute paralele ale nivelului structural mediu din M.Jura (după Heim şi Dubar, din De Sitter, 1969): T-nivelul argilo-salifer, incompetent al Triasicului

lo-salifer al Triasicului, de natură plastică, a determinat şi un sistem de decolări, uneori, de valoare apreciabilă (fig.259).

Asemenea stil de cutare este cunoscut sub numele de stil jurasian (Thurmann, 1853). Identice stilului jurasian, se consideră, în ţara noastră, printre altele, structurile care afectează sedimentarul domeniului getic din Carpaţii Meridionali, respectiv sin-

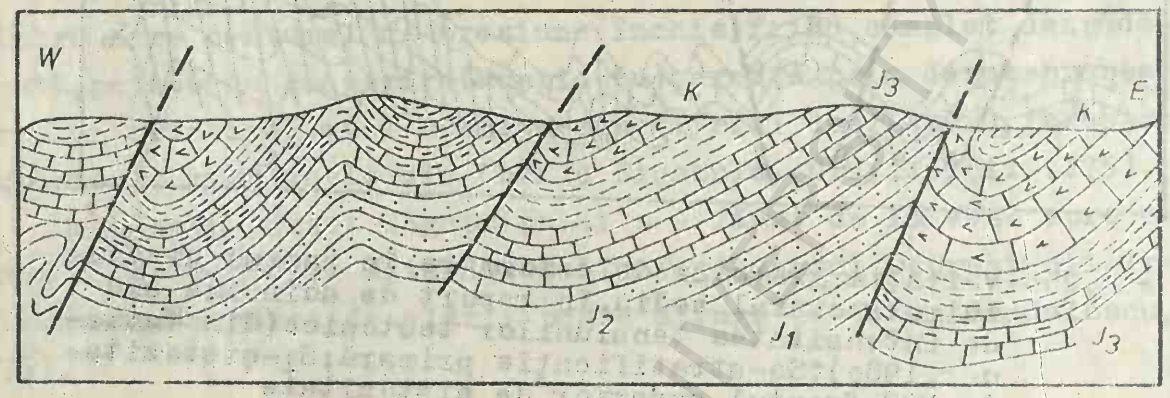


Fig.26o-Stil de cutare jurasian, specific nivelului structural mediu, în sedimentarul mezozoic din sinclinorium-ul Reşiţa-Moldova Nouă (după harta geologică a R.S.R., scara 1/2oo.ooo)

clinorium-ul Reşiţa-Moldova Nouă. In această zonă, depozitele mezozoice formează cute concentrice, liniştite, dezvoltate pe distanţe considerabile şi afectate, uneori, de falii direcţionale (fig. 26o).

Structuri specifice acestui nivel, caracterizate prin cute sinclinale şi anticlinale, concentrice, de la simple şi pînă la asocierea loc cu complexe accidente tectonice, subliniate perfect de alternanţele litologice, se întîlnesc apoi în zonele de avant pays a M. Atlas, a Pirineilor sau în catenele alpine din Orientul Mijlociu.

C. Nivelul structural inferior

Nivelul structural inferior are în catene o dezvoltare considerabilă. In cadrul său se disting două domenii şi anume domeniul cutelor de aplatizare şi domeniul cutelor de curgere, sepa-

rate la rîndul lor de frontul inferior de şistozitate;la partea superioară se delimitează de nivelul structural mediu prin frontul superior de şistozitate.(fig.261).

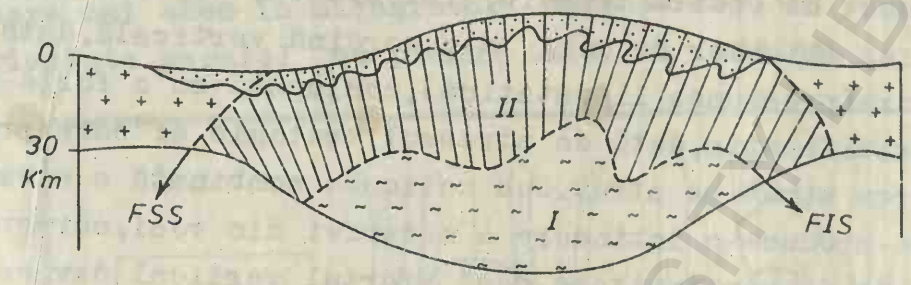


Fig.261-Secţiune generală teoretică printr-o catenă,indicînd limitele dintre cele două domenii ale nivelului structural inferior(din Mattauer,1980): I.Domeniul cutelor de curgere;II.Domeniul cutelor de aplatizare;FSS-frontul superior de şistozitate;FIS-frontul inferior de şistozitate

De notat că,secţiunea teoretică privind alura şi raporturile dintre domeniile nivelului structural inferior,nu poate fi studiată şi dedusă din analiza unei singure catene.O serie de catene oferă secţiunile profunde,părţile mai ridicate fiind erodate,în timp ce la altele,nu ni se dezvăluie decît părţile superioare.Modelul teoretic deci,nu reprezintă altceva decît legarea logică a diferitelor segmente ale nivelului structural inferior,oferite de diversele zone de orogen.

1.Cutele domeniului de aplatizare

Domeniul cutării prin aplatizare,respectiv domeniul şistozităţii se divide într-o serie de zone caracterizate după tipul de şistozitate.Se disting,astfel,de sus în jos,trei zone distincte:zona şistozităţii de fractură,zona şistozităţii de flux şi zona de foliaţie.

După cum se ştie din microtectonică,şistozitatea este proprietatea rocilor de a se desprinde după plane paralele de origine tectonică.Planele de şistozitate vor fi,întotdeauna,perpendiculare pe direcţia stressului şi paralele cu planele axia-

le ale cutelor.

Sistozitatea de flux(clivajul de stress)corespunde genetic la un plan de aplatizare a materiei din roci,vizualizîndu-se prin aplatizarea fosilelor sau a galeţilor.

Din punct de vedere mecanic,şistozitatea de flux rezultă din supunerea stivelor de roci la o sarcină verticală,dată de masa acestora(presiunea litostatică),conjugată cu o forţă paralelă cu stratificaţia,dată de stressul tectonic şi care provoacă alunecarea strat pe strat.Sub acţiunea combinată a acestor două forţe,se produce o întindere a materiei din roci,corespunzînd unor plane de discontinuitate.Dacă efortul vertical devine considerabil,ceea ce este cazul zonelor profunde,rezultanta acestor forţe se apropie de verticală,şistozitatea făcînd un unghi din ce în ce mai mic cu stratificaţia(fig.262).

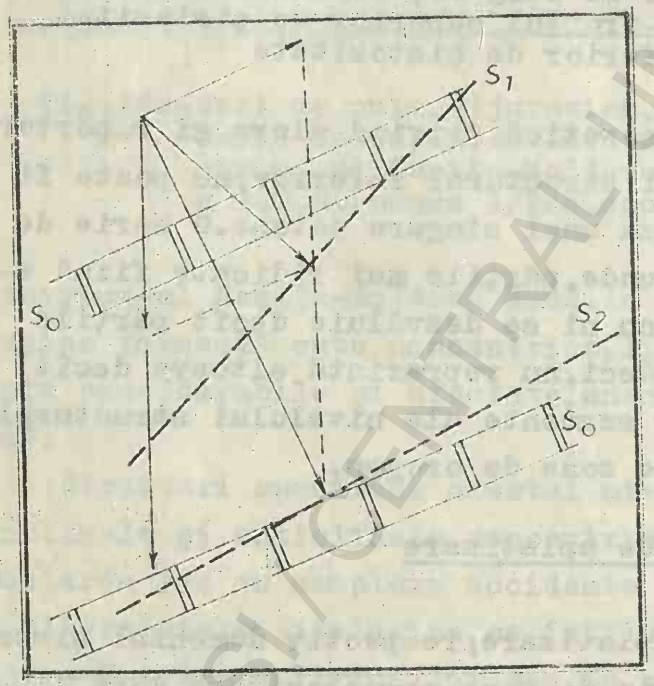


Fig.262-Dispoziţia tensiunilor în dezvoltarea şistozităţii de flux (din Fourmarier,1950): S_1, S_2-şistozitate; S_o-stratificaţie primară

Sistozitatea de fractură este dată de o multitudine de microfalii ale căror distanţe şi sărituri sînt de ordinul milimetrilor sau centimetrilor.La originea ei stau mecanisme conjugate de flexionare,aplatizare şi forfecare(fig.263).Schimbarea orientării acestei şistozităţi la trecerea de la roci dure la roci plastice,poartă numele de refracţia şistozităţii de fractu-

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

ră.

Sistozitatea cristalofiliană sau foliaţia este dată de fenomene puternice de recristalizare, produse în timpul metamorfismului regional; foliaţia este legată, în exclusivitate, de metamorfite. Apare mai ales în micaşisturi unde muscovitul sau biotitul sînt orientate paralel cu planul axial al cutelor.

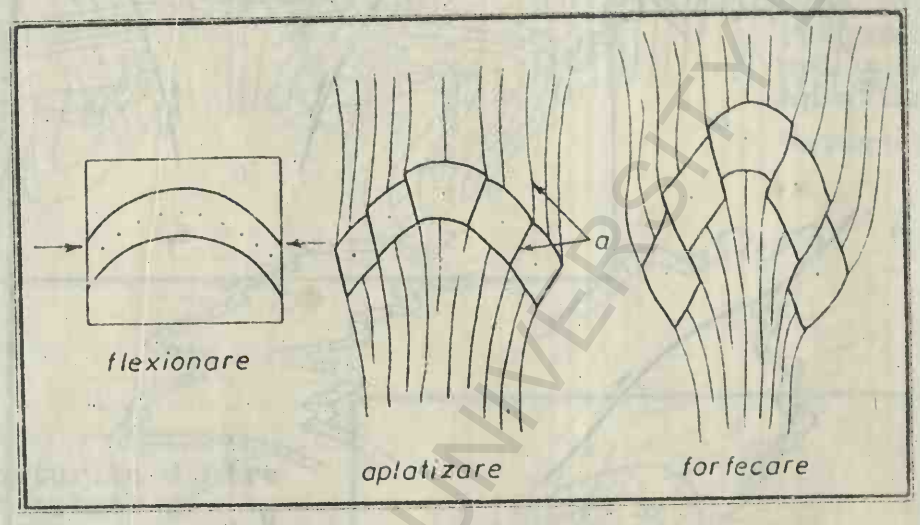


Fig.263-Sistozitate de fractură şi mecanismul său genetic(din Mattauer,1980): a.Refracţia şistozităţii de fractură

După stilul de cutare a catenelor se poate distinge, pentru zonele evoluate în condiţiile nivelului structural inferior, şistozitate redresată adică subverticală, în evantai, înclinată şi suborizontală.(fig.264).

Sistozitatea redresată şi în evantai se întîlneşte în masivele hercinice din Germania, Caucaz şi Pirinei. In aceste masive, de la şistozitate subverticală din axul lor, se trece lateral, la o şistozitate uşor înclinată, cu aspect de evantai, acompaniată de falii inverse, dînd o structură în solzi; ea afectează aici, fie depozite sedimentare paleozoice, fie mezozoice slab metamorfozate.

In cazul şistozităţii înclinate şi suborizontale(fig.264, c d), stressul cu scurtare pare să se fi exercitat într-un plan aproape vertical sau vertical, ceea ce este, în mod logic, aberant, întrucît el trebuie să aibă loc într-un plan orizontal, mişcările compresionale, producîndu-se tangenţial. Sistozitatea fiind în

tdeauna perpendiculară pe direcţia stressului, înseamnă că, po-
ţia ei înclinată sau suborizontală reprezintă dovada poziţi-
deversate sau culcate a structurile majore cutate.

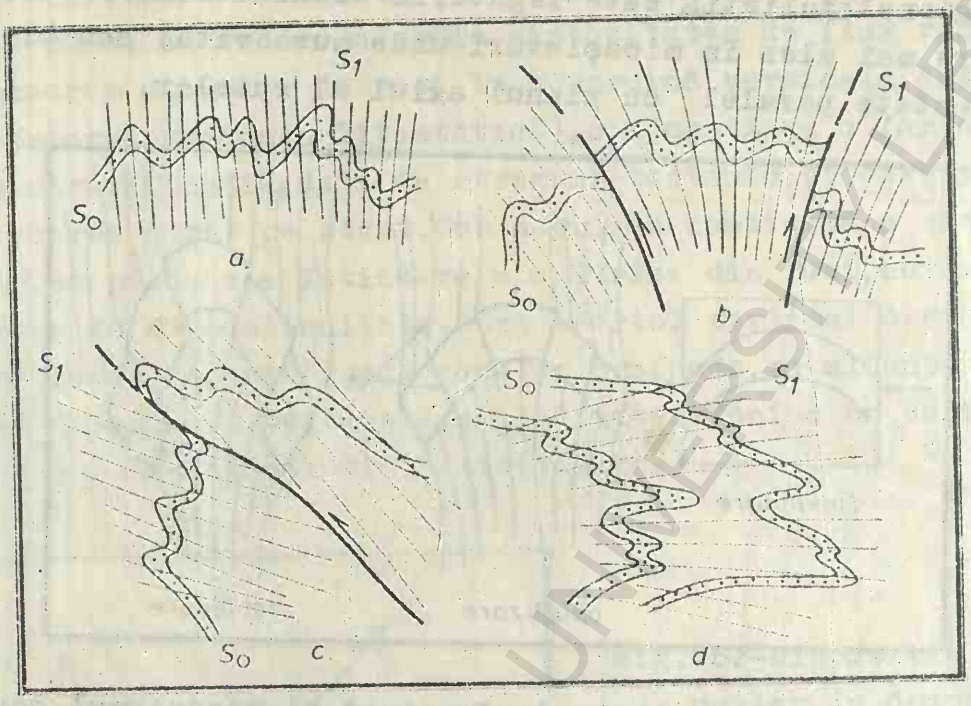


Fig.264- Categorii de şistozitate, indicînd stilul de cutare a catenelor (din Mattauer, 1980): a. Verticală; b. In evantai; c. Inclinată; d. Suborizontală

In nivelul structural inferior deformările sînt foarte intense, iar în cazul în care intervin recristalizările, deci metamorfismul, fosilele au dispărut, criteriul stratigrafic fiind cu greu utilizat (doar cel sporo-polinic). In plus, intervine şi şistozitatea, ca urmare a fenomenului de aplatizare, încît unghiul de discordanţă nu numai că se diminuează dar devine greu de observat, realizîndu-se chiar o acordanţă (fig.265).

Pentru separarea fazelor tectonice de compresiune în nivelul structural inferior, singurele criterii rămîn determinările de vîrstă absolută şi mijloacele microtectonice; microtectonica rămîne, de altfel, nu numai singurul criteriu de determinare a orientării planelor axiale ale cutelor, adică a sensului de deversare a structurilor dar şi unicul mijloc de a se face precizări de ordin stratigrafic, adică de a cunoaşte polaritatea stratelor, în cazul tectonitelor (Sander, 1912), adică a metamorfitelor.

In cazul intervenţiei unei singure faze tectonice, sînt suficiente analiza raportului şistozitate-stratificaţie primară, notate obişnuit cu S_1 şi S_o, cît şi a alurii microcutelor.

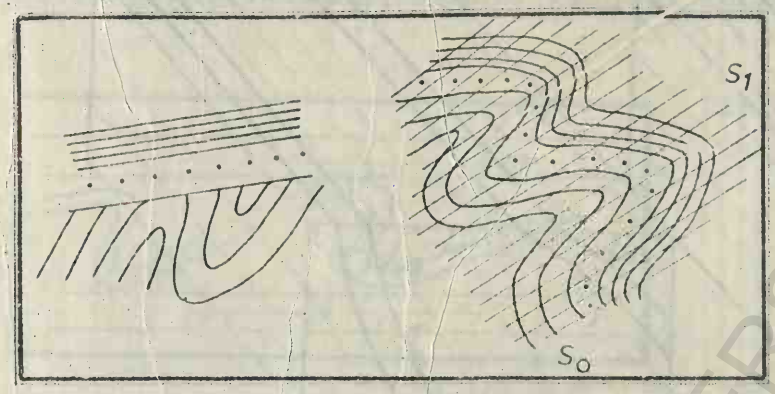
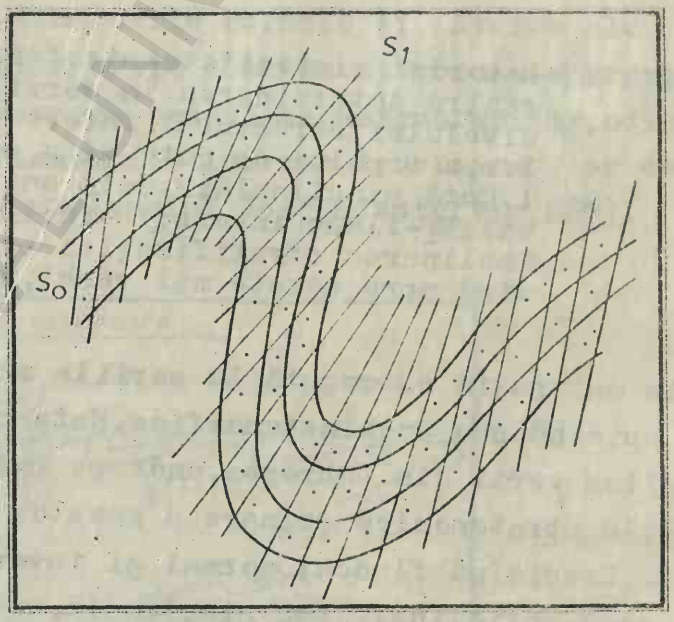


Fig.265-Anularea unghiului de discordanţă dintre două formaţiuni, ca urmare a unei cutări prin aplatizare(din Mattauer,1980)

266

Fig. Raporturile dintre şistozitate şi stratificaţie în cazul flancurilor normale şi inverse ale cutelor(din Aubouin, Brousse, Lehman, 1975): S_o-stratificaţie primară; S_1-şistozitate



In primul caz se pleacă de la constatarea că şistozitatea formează cu stratificaţia unghiuri ascuţite în flancurile cutei, ele fiind perpendiculare în axul acestora. In cazul cutelor deversate, în flancul normal şistozitatea prezintă o cădere mai mare decît stratificaţia, situaţie opusă în flancul invers, unde şistozitatea prezintă o cădere mai mică decît stratificaţia(fig. 266).

Trebuie menţionat că, stratificaţia primară se discerne cu atît mai greu, cu cît gradul de metamorfism este mai avansat. Ea

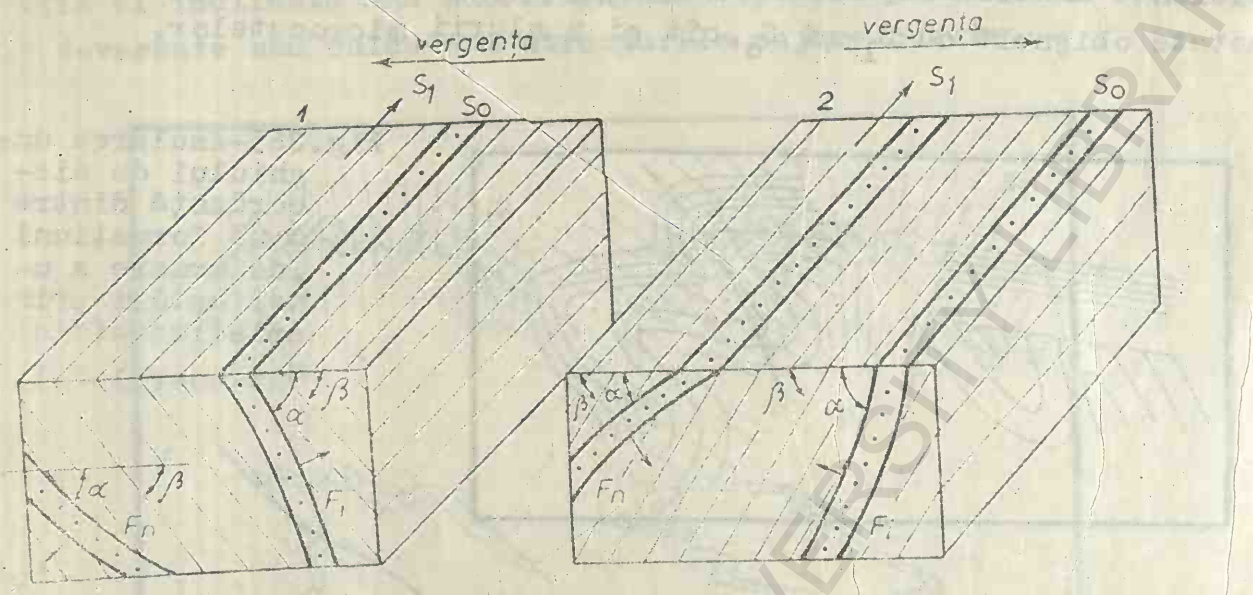


Fig.267-Raportul şistozitate-stratificaţie primară, utilizat pentru determinarea în seriile evoluate în cadrul nivelului structural inferior, a polarităţii stratelor, a tipului de cute şi a sensului de deversare: 1.Cută sinclinală; 2.Cută anticlinală; F_n-flanc normal; F_i-flanc invers; β-înclinarea şistozităţii; α-înclinarea stratificaţiei primare(S_o); săgeţile indică spre strate mai vechi, stratigrafic

este mai puţin estompată la seriile metamorfozate în condiţii de epizonă sau anchimetamorfice. Este cazul, spre exemplu, al şisturilor verzi din Dobrogea, unde se pot decela foarte bine trăsăturile stratonomice primare a acestor roci.

Precizînd flancul normal şi invers putem determina tipul de cută, anticlinală sau sinclinală, ordinea stratigrafică a depozitelor primare, precum şi sensul de deversare a structurilor (fig.267).

Trebuie reţinut că, raportul şistozitate-stratificaţie primară(S_1/S_o), are valoare practică numai în cazul cutelor deversate şi culcate; în cazul cutelor răsturnate el nu mai poate fi utilizat; în atare situaţie, dacă este posibil se poate utiliza criteriul granoclasării.

Raportul S_o/S_1 poate fi înlocuit prin criteriul microcutelor. Acestea afectează mai ales intercalaţiile de roci dure prinse în roci plastice; ele sînt de fapt nişte cute de antrenare,

al căror plan axial este înclinat cu 45° față de stratificație (fig.268). După cum se observă din fig.268, fiecare microcută anticlinală prezintă un flanc lung și unul scurt; sensul de deversare este întotdeauna dinspre flancul lung spre cel scurt.

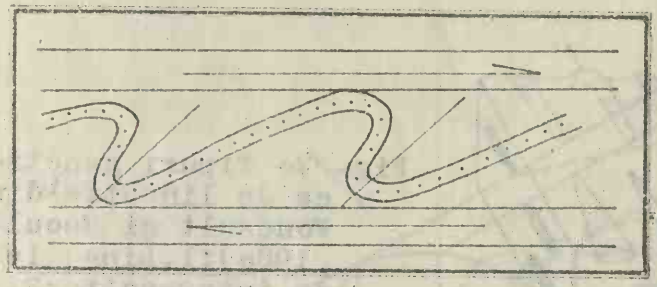


Fig.268-Microcute de antrenare (din Aubouin, Brousse, Lehman, 1975)

Utilizarea practică a acestui criteriu are în vedere alura variabilă a microcutelor în flancurile normale și inverse ale structurilor mari. Anume, în flancurile normale microcutele prezintă un sens de deversare conform cu sensul megastructurilor, adică sînt ascendente, pe cînd în flancurile inverse deversarea lor este aparent opusă, adică microcutele sînt descendente (fig.269).

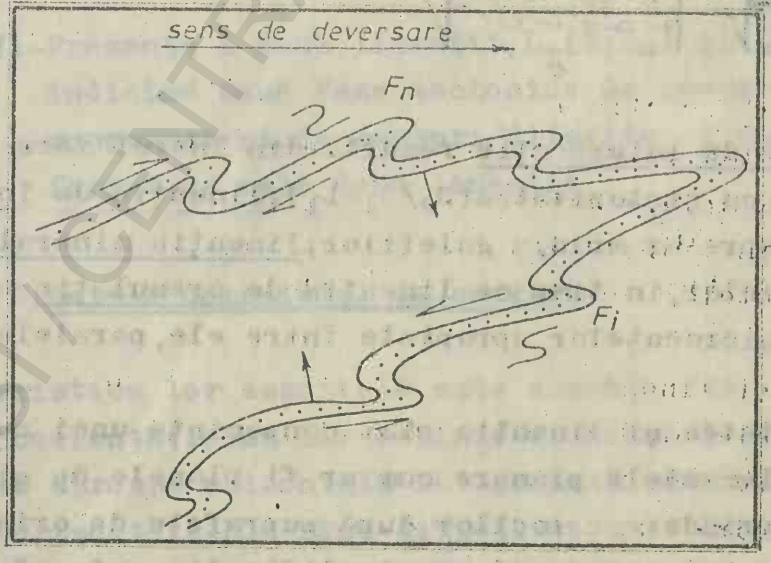


Fig.269-Determinarea sensului de deversare și a tipului de cute, după criteriul alurii microcutelor: Fn-flanc normal cu microcute ascendente; Fi-flanc invers cu microcute descendente; săgețile indică polaritatea stratigrafică (spre formațiuni mai vechi)

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

In separarea fazelor tectonice de compresiune suprapuse, microtectonica utilizează şi analiza lineaţiei.Se întîlnesc mai multe categorii de lineaţie:lineaţie de intersecţie,lineaţie de întindere,lineaţie minerală şi lineaţie de crenulaţie(lat.crena-crestătură)(fig.27o).

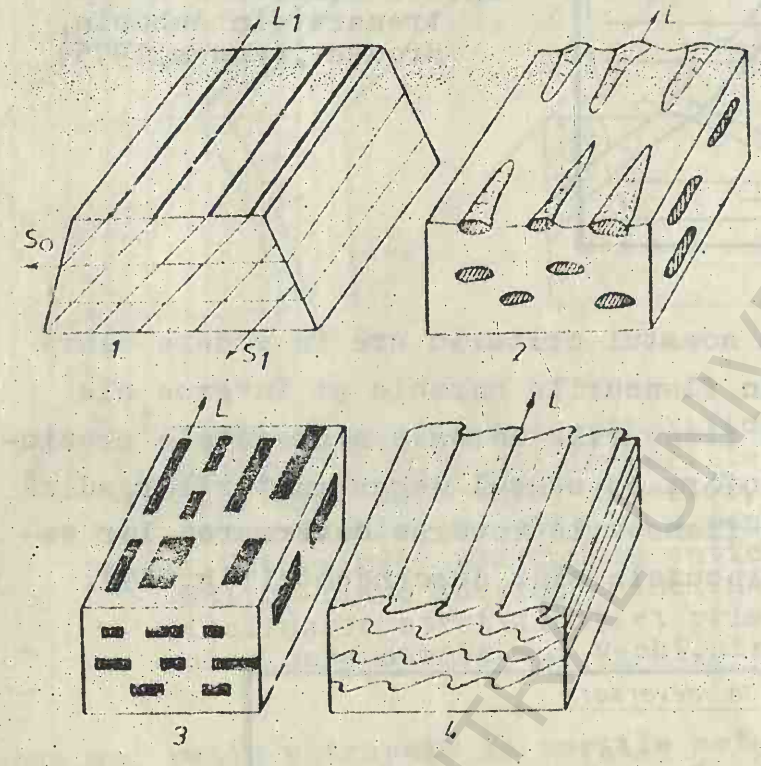


Fig-27o Tipuri genetice de lineaţie(din Foucault şi Raoult ,198o):1.Lineaţie de intersecţie;2. Lineaţie de întindere(galeţi);3.Lineaţie minerală; 4.Lineaţie de crenulaţie;So-stratificaţie primară; S1-şistozitate;L-lineaţie

Lineaţia de intersecţie rezultă din întretăierea stratificaţiei primare cu şistozitatea($S_o/S_1=L_1$);lineaţia de întindere,din aplatizarea,spre exemplu,a galeţilor;lineaţia minerală din orientarea mineralelor,în timp ce lineaţia de crenulaţie este dată de prezenţa microcutelor apropiate între ele,paralele şi uneori ascuţite.

Sistozitatea şi lineaţia sînt consecinţa unei cutări prin aplatizare.Elementele planare cum ar fi planele de şistozitate, adică de desprindere a rocilor după suprafeţe de origine tectonică şi cele care corespund cu stratificaţia primară,generează, după cum am văzut,prin intersecţie,o microstructură specifică,adică lineatia de intersecţie.

Cum,întotdeauna,planele de şistozitate sînt perpendiculare pe direcţia stressului tectonic,reiese că,două şistozităţi,S_1 şi

S_2, corespund la două faze tectonice de compresiune, diferite ca intensitate şi orientare. Aceste plane de şistozitate dau, prin intersecţia cu planele de stratificaţie primară a rocilor, două lineaţii, L_1 şi L_2, care vor corespunde cu două faze tectonice suprapuse; cele două lineaţii vor face între ele un unghi (fig. 271).

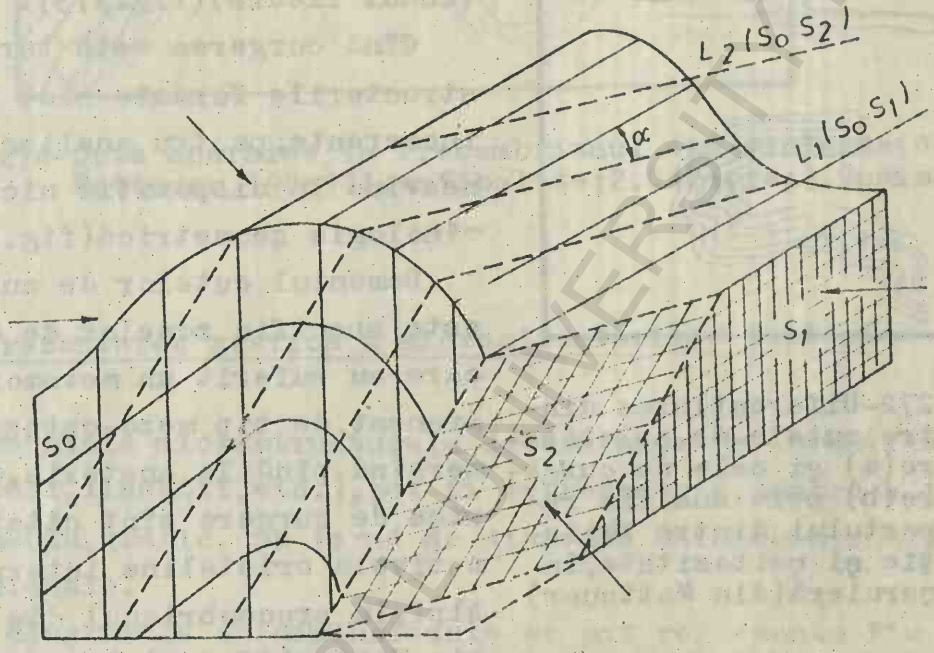


Fig. 271 - Prezenţa a două lineaţii, $L_1(S_1S_o)$ şi $L_2(S_2S_o)$ indicînd două faze tectonice de compresiune suprapuse şi de sensuri diferite; α unghiul format de cele două lineaţii

2. Cutele domeniului de curgere

Caracteristica lor esenţială este absenţa faliilor şi o geometrie fără coerenţă; forma lor depinde de modul de curgere. Cînd curgerea este aproape orizontală se formează cute culcate, cu planele axiale orizontale. Ele sînt dificil de a le separa de cutele de aplatizare. Singurul criteriu de a le distinge este observarea raportului dintre foliaţie şi planul axial; dacă foliaţia mulează zona de şarnieră, înseamnă că nu avem de a face cu cute de aplatizare, la care şistozitatea intersectează zona de şarnieră (fig. 272).

Pot fi cazuri de curgere care se face în sens ascendent, în maniera diapirelor salifere, datorită diferenţelor de densitate a masei de roci ajunsă în faza de fuziune. In aceste cazuri se formează cute în evantai, sub formă de cipercă sau conopidă (chaux fleurs)(fig.273).

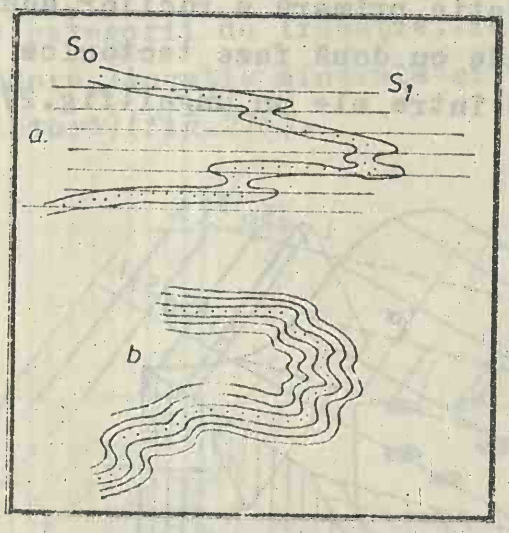


Fig.272-Diferenţierea dintre cutele de aplatizare(a) şi cele de curgere(b) prin analiza raportului dintre foliaţie şi ssitozitate, în şarnieră(din Mattauer)

Cînd curgerea este turbulentă structurile formate sînt total incoerente, pentru analiza lor, neavînd la dispoziţie nici o terminologie geometrică(fig.274).

Domeniul cutelor de curgere este specific zonelor de orogen care au suferit un metamorfism avansat, de tip mezo-catazonal, mergînd pînă la anatexie. Cute tipice de curgere sînt citate în masivele cristaline interne din Alpi, în precambrianul din Norvegia, Hoggar(Africa), terenurile hercinice din sudul Franţei sau caledonidele din Groenlanda. Este vorba de cute în formă de ciupercă, cute anarhice extrem de complicate, care antrenează cel mai frecvent micaşisturi sau gnaisuri.

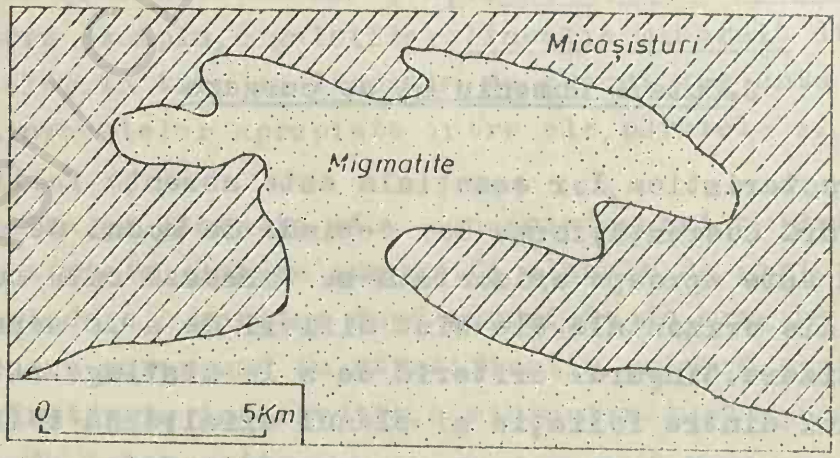


Fig.273-Cute de curgere în formă de ciupercă în caledonidele din Groenlanda(după Haller, din Holmes)

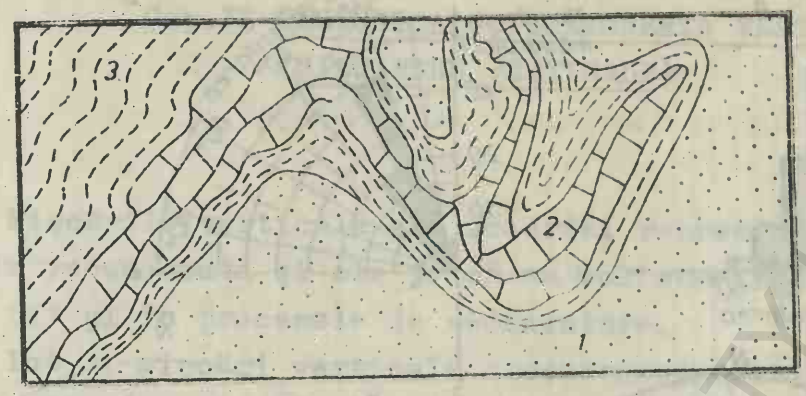


Fig.274-Cute anarhice în Precambrianul din Finlanda(din Mattauer,1980):1.Amfibolite;2.Calcare;3.Gnaise

3.Reprezentarea grafică a microstructurilor tectonice

Elementele microstructurale determinate în teren(fisuri, şistozităţi,lineaţii,etc.),pot fi reprezentate,pentru o imagine de anasamblu,grafic,sub formă de diagrame unidimensionale sau bidimensionale.

In diagramele unidimensionale se pot reprezenta fie numai direcţia fie numai înclinarea acestor elemente microtectonice,pe cînd în cele bidimensionale se pot proiecta în acelaşi timp,amîndouă.

Pentru reprezentările unidimensionale se utilizează graficele,diagramele rozetă şi histogramele de frecvenţă,iar pentru cele bidimensionale diagramele în reţeaua de proiecţie Wulf sau reţeaua Schmidt.

Pentru lineaţii de exemplu,se determină în teren direcţia şi plonjul(căderea) acesteia,pe un număr mare de puncte,după care în histograme sau diagrame rozetă se plasează,prin prelucrare statistică,numărul de observaţii şi orientările,asociate pe grupe din 1o sau din 2o în 2o de grade(fig.275).

Dar,nici histogramele şi nici diagramele rozetă nu pot reda căderea lineaţiei,ele exprimînd,după cum am văzut,o singură dimensiune şi anume direcţiile rabatate la orizontală.Din acest motiv, reprezentarea în spaţiu după două dimensiuni a elementelor microtectonice se poate face numai utilizînd proiecţiile stereografice

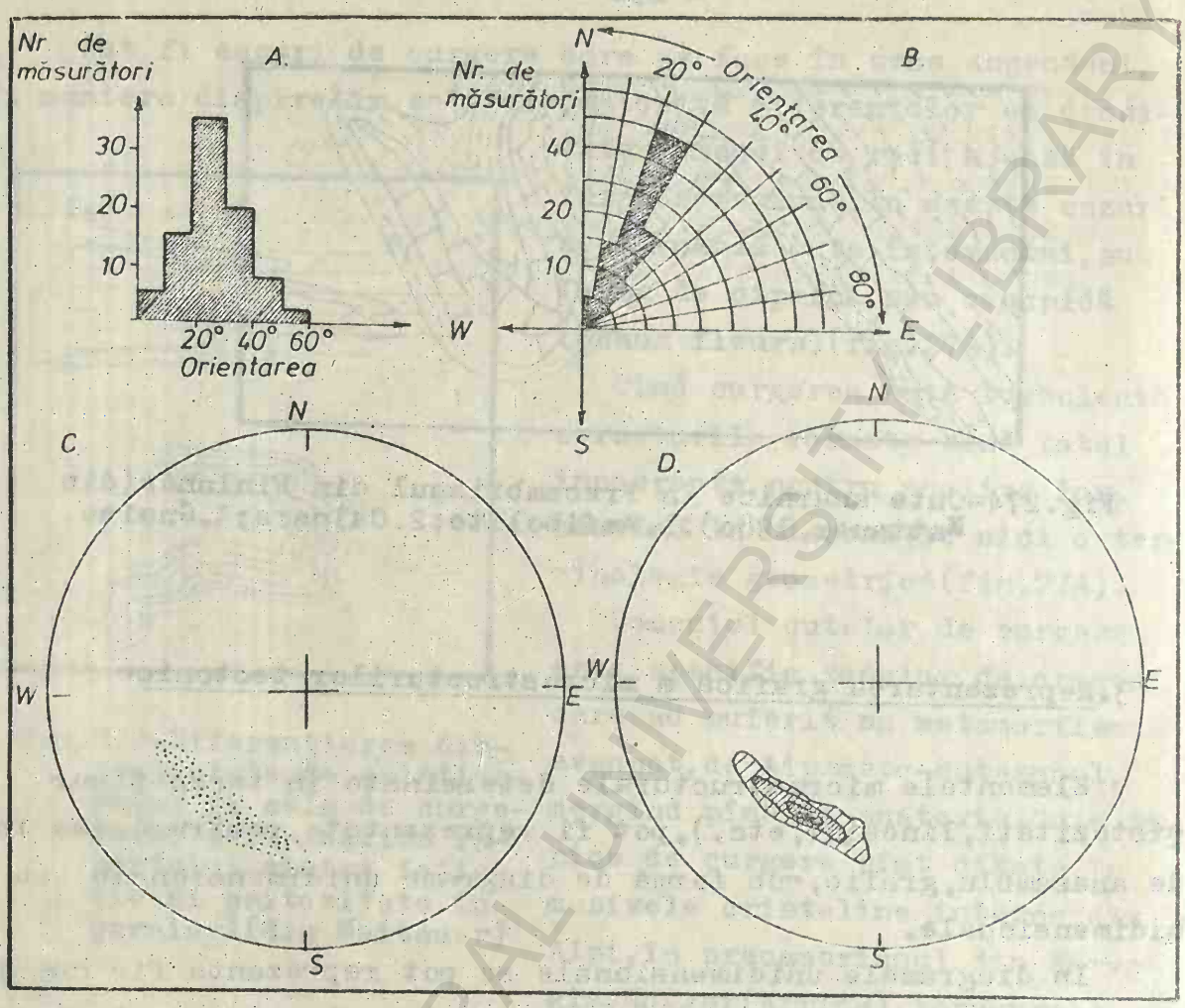


Fig.275-Modalităţi de reprezentare grafică a lineaţiei, în urma unui studiu microtectonic(din Aubouin, Brousse, Lehman, 1975): A-Histogramă; B.Diagramă rozetă; C.Diagrama de puncte a lineaţiei în reţeaua Wulf; D.Diagrama interpolată a lineaţiei în reţeaua Schmidt; toate modurile de reprezentare grafică corespund la acelaşi set de observaţii

în reţeaua lui Wulf sau Schmidt. De observat(fig.275) că, în reţeaua Schmidt se ajunge la determinarea unor arii delimitate de curbe închise, reprezentînd o repartiţie statistică mult mai riguroasă a lineaţiei. În acest fel se ajunge la posibilitatea determinării unei direcţii preferenţiale cît şi a unei valori medii a plonjului lineaţiilor. Pentru detalii privind modul de prelucrare şi reprezentare a datelor, pot fi consultate lucrările lui Gărău(1982), Anastasiu şi Jipa(1983).

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Cap.XI TECTONICA CU COMPONENTA VERTICALA (MISCARILE VERTICALE)

Mişcările verticale ale scoarţei reprezintă o realitate unanim recunoscută şi ele joacă un rol esenţial atît în morfogeneză cît şi în procesele de sedimentare.

Pot fi mişcări verticale ascendente(pozitive) şi descendente(negative), evaluarea lor cantitativă, făcîndu-se în mm sau cm /an. Mişcările recente şi actuale fac obiectul geomorfologiei şi geologiei cuaternarului, cu tendinţa de a se separa chiar o disciplină de sine stătătoare şi anume Neotectonica(Obrucev, 1948).

Trebuie reţinut că, în studiile de neotectonică se includ nu numai mişcările verticale ci şi cele orizontale(tangenţiale), care se urmăresc prin evaluarea deformărilor unor reţele de triangulaţie(Japonia, California) sau a deplasărilor din lungul marilor decroşări active(Falia San Andreas).

Pentru mişcările neotectonice verticale, determinarea mărimii şi sensului lor se face prin metoda istorică, metoda geomorfologică, metoda geodezică sau prin utilizarea maregrafelor.

Metoda istorică este aplicabilă mişcărilor verticale din ultimele milenii, odată cu apariţia documentelor scrise, atestînd deplasarea ţărmurilor marine. Sînt bine cunoscute cazul Veneţiei şi al oraşului Uppsala din Suedia, primul fiind afectat de o scufundare, în timp ce cel de al doilea, port la Marea Baltică cu secole în urmă, se află în prezent la o distanţă de 8 km de ţărm. Pentru Veneţia, determinările de vîrstă absolută prin metoda C_{14} pe probe din foraje au indicat o subsidenţă medie, pentru ultimii 40.000 de ani de 1,2 mm/an, cu accentuări de pînă la 5 mm/an(Bortolami şi Fontes, 1972)).

In cadrul metodei geomorfologice, mişcările verticale din ultimele etape de evoluţie ale Pămîntului pot fi puse în evidenţă prin prezenţa unor terase de abraziune marină suspendate(înălţate) sau prin evidenţierea unor văi "înnecate" sau a cordoanelor litorale din zonele de şelf coborîte sub nivelul mării; sînt, evidente mişcări de ridicare în primul caz şi de coborîre în cel

de al doilea. Asemenea argumente trebuie utilizate cu prudenţă însă, pentrucă aceleaşi efecte pot avea drept cauză şi schimbarea de nivel eustatic al mării. Distribuţia reţelei hidrografice constituie, de asemenea, un criteriu, zonele de convergenţă, fiind un ecou al scufundărilor lente, în timp ce cele de divergenţă, corespund ariilor în ridicare.

Metoda geodezică se aplică, de asemenea, mişcărilor actuale, presupunînd măsurători de nivelment de mare precizie, repetate la anumite intervale de timp. Asemenea măsurători se concretizează în final, în hărţi cu areale separate de izoanabaze, adică linii de egală viteză de ridicare şi izocatabaze ce indică linii de egală viteză de coborîre (fig. 276).

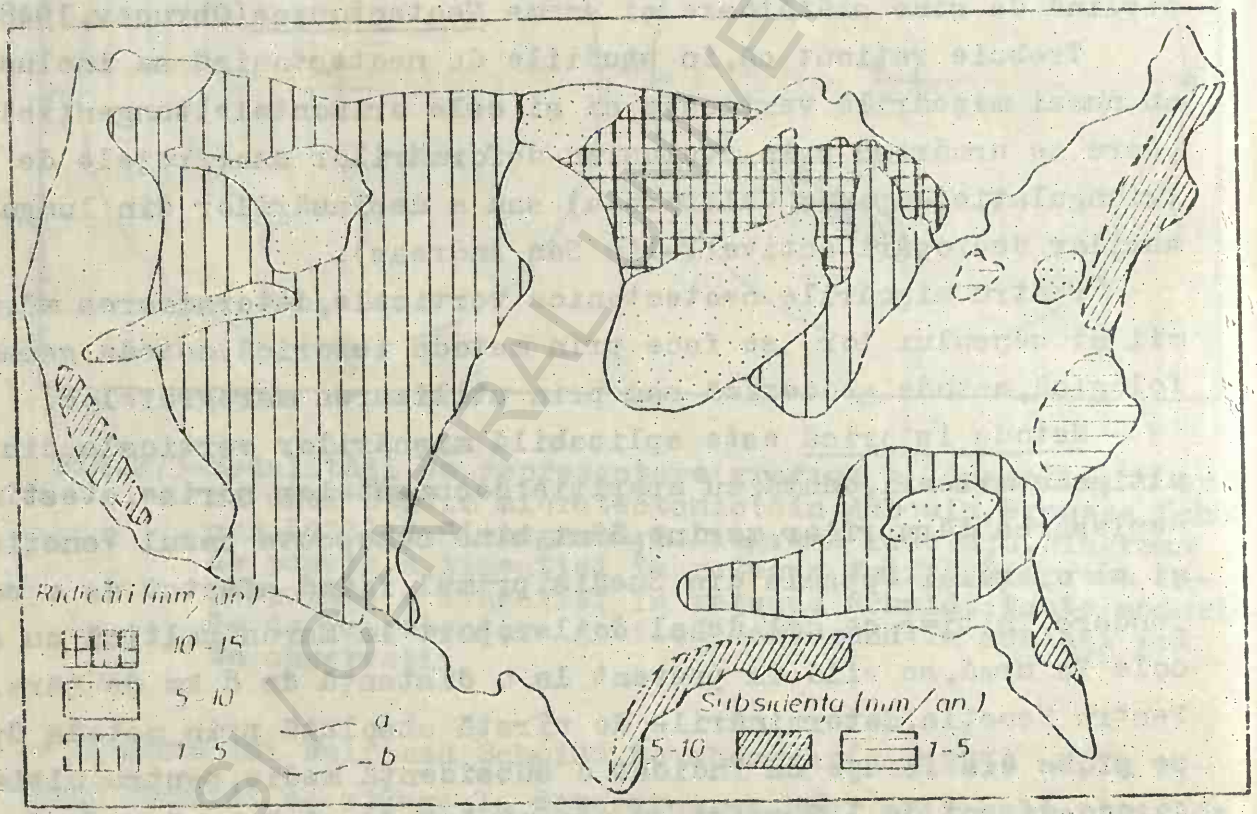


Fig. 276 - Mişcările verticale pe teritoriul S.U.A., determinate prin ridicări de nivelment de mare precizie - geodezice (după National Geodetic Survey, 1972): a. Izoanabaze; b. Izocatabaze

Pentru mişcările verticale din epocile geologice mai vechi (paleotectonice),metodele de studiu sînt indirecte şi anume:metoda grosimilor,metoda volumelor,metoda lacunelor stratigrafice şi a faciesurilor.

Aşa spre exemplu,prin metoda grosimilor se pot obţine,pentru diferite bazine,curbe ale sedimentării,din care apoi se pot calcula ratele medii de coborîre.(fig.277).

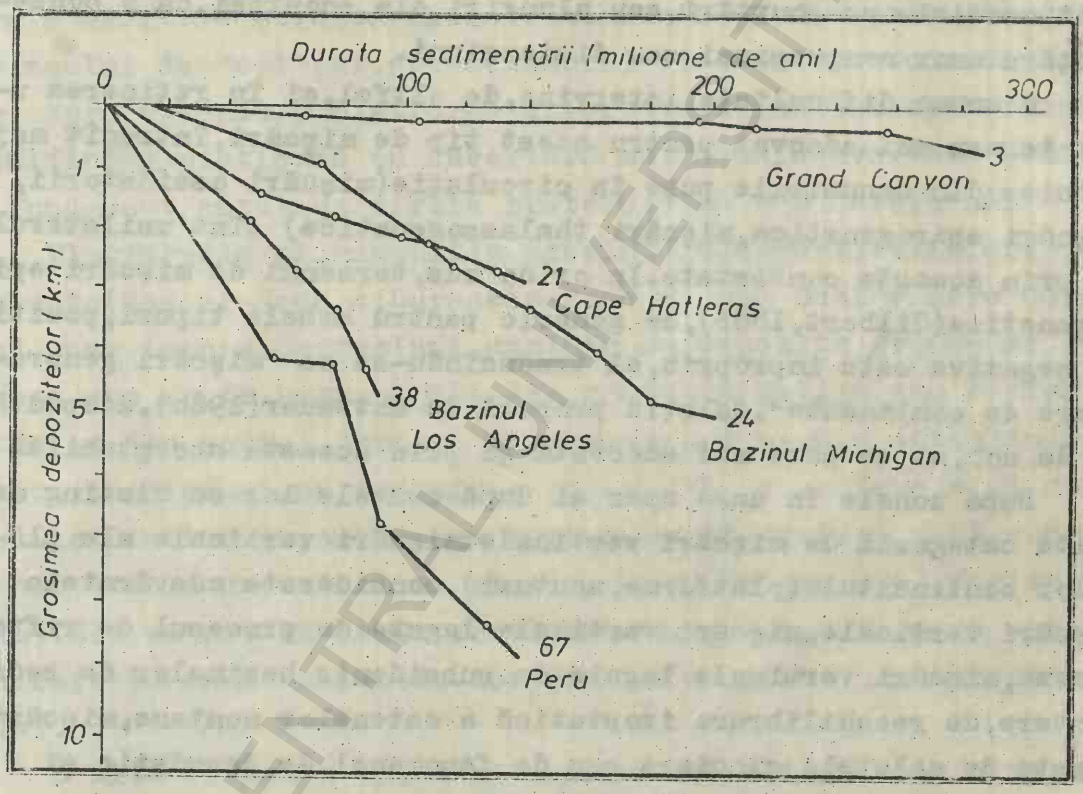


Fig.277-Viteza de sedimentare pentru cîteva bazine,dedusă prin metoda grosimilor(după Fischer,din Bleahu, 1983);viteza medie de subsidenţă este redată cifric în m/1 milion de ani

Raţionamentul trasării trasării curbelor are în vedere grosimea depozitelor aferentă unităţilor de timp geologic;variaţiile locale ale subsidenţei se pot foarte bine evidenţia prin analiza hărţilor cu izopachite.

Metoda volumelor este similară,ca principiu,cu metoda grosimilor.Utilizîndu-se hărţile cu izopachite se calculează volumul depozitelor detritice dintr-un bazin,acest volum,reprezentînd,de fapt,echivalentul materialului terigen,erodat şi îndepărtat de pe ariile sursă,în ridicare.

Metoda lacunelor are în vedere studiul discontinuităţilor din cloloanele stratigrafice ale unor regiuni,cu indicaţii preţioase asupra regimului tectonic,în timp ce analiza faciesurilor ne poate conduce la aceleaşi rezultate.

Este necesar să consemnăm că,separarea şi tratarea independentă a mişcărilor verticale apare oarecum forţată,pentru că,în general,este dificil de a stabili dacă ele sînt pure,adică nu sînt asociate cu scurtări sau alungiri ale scoarţei,ca o consecinţă a unor compresiuni sau distensiuni.

O anume dificultate intervine,de altfel,şi în reţinerea unui termen mai adecvat pentru acest tip de mişcări,întrucît majoritatea din denumirile puse în circulaţie(mişcări oscilatorii, mişcări epirogenetice,mişcări thalassogenetice) sînt unilaterale şi prin aceasta contestate.In orice caz,termenul de mişcări epirogenetice(Gilbert,1886),ca generic pentru ambele tipuri,pozitive şi negative este impropriu,el traducîndu-se ca "mişcări generatoare de continente".Soluţia propusă de Mattauer(198o),adoptată şi de noi,ni se pare mai adecvată şi prin aceasta acceptabilă.

După zonele în care apar şi după cauzele lor se disting mai multe categorii de mişcări verticale:mişcări verticale ale plăcilor continentale(platforme,scuturi),considerate adevăratele mişcări verticale,mişcări verticale legate de procesul de riftogeneză,mişcări verticale legate de subsidenţa bazinelor de sedimentare,de reechilibrare izostatică a catenelor montane,mişcări legate de calotele glaciare sau de fenomenul de denudaţie şi mişcările datorate unor cauze locale.

1.Mişcările verticale ale plăcilor continentale

Plăcile continentale corespund cu zonele de platformă şi de scuturi,fiind regiuni de mobilitate redusă,dezvoltate pe un fundament de cristalin,vechi,cutat.Acestea corespund termenilor de arii continentale(Haug) sau regiuni cratonizate(Stille).

In structura unei platforme se deosebeşte sub raport structural şi-n acelaşi timp stratigrafic,un fundament cristalin cutat,evoluat în condiţii de geosinclinal,adică un orogen vechi

peneplenizat, peste care se dispune discordant o cuvertură sedimentară groasă de cîţiva kilometri, cvasiorizontală sau afectată de cute de platformă.

Denumirea de scut (Suess, 1888) se utilizează în mod obişnuit pentru regiunile în care fundamentul cristalin precambrian apare la zi fără o cuvertură sedimentară, sau cu o cuvertură slab conservată, aşa cum este, spre exemplu, scutul Baltic.

Ca vîrstă, platformele se consideră, fie după momentul în care a avut loc structogeneza fundamentului, fie prin adăugarea termenului de "epi" (gr. epi-deasupra) vîrstei acestuia din urmă. Aşa spre exemplu, o platformă epiproterozoică sau epihercinică semnifică o platformă cu cuvertură mai nouă, dezvoltată peste un fundament cutat de vîrstă proterozoică sau hercinică.

Platformele şi scuturile prezintă, adeseori, reliefuri importante (Hoggar-3000 m; Guyanele-2800 m) sau bazine care corespund unor imense depresiuni, umplute cu depozite groase de 3-5 km, aşa cum ar fi bazinul Obi din scutul Siberian sau bazinul artezian din scutul Australiei. Aceste bombamente anticlinale, a căror reliefuri nu trebuiesc confundate cu catenele şi depresiunile sinclinale, ambele cu rază mare de curbură, sînt cunoscute sub numele de anteclise şi sineclise (Pavlov, 1903; Teriaev, 1916). Ele nu pot fi decît rezultatul unor mişcări verticale, de ridicare în cazul antecliselor şi de coborîre în cazul sineclizelor.

O altă dovadă a existenţei mişcărilor verticale o reprezintă frecventele discontinuităţi stratigrafice din cadrul cuverturilor sedimentare. In atare situaţie însă, problema este mai delicată, întrucît parte din ele se pot datora eustatismului, adică schimbărilor de nivel ale oceanului mondial şi care pot avea o frecvenţă destul de ridicată, dacă ne gîndim că fenomenul are drept suport raportul dintre acreţie şi subducţie.

Nu se cunoaşte exact încă mecanismul intim al acestor mişcări verticale care afectează aceste platforme, dar, luînd în consideraţie talia impresionantă a structurilor de anteclise şi sineclise (uneori cu dimensiuni de peste 1000 km şi cu o săgeată verticală de 1-3 km), se poate deduce că factorii generatori nu pot fi localizaţi decît în mantaua superioară.

BCU BUCUREŞTI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Intr-adevăr, dintre numeroasele mecanisme propuse pentru explicarea oscilaţiilor verticale ale scoarţei şi care au la ora actuală cea mai mare audienţă sînt transformărilde de fază, mineralogică sau chimică şi care au loc la nivelul discontinuităţii Moho, considerată drept limită dintre gabbrouri şi eclogite sau peridotite.

Astfel, se consideră că, la o creştere a fluxului termic poate avea loc o trecere a gabbroului în eclogit cu schimbare de volum, ultimul avînd o densitate mai mare, fapt ce se va repercuta la suprafaţă printr-o coborîre. Invers, o scădere a fluxului termic determină trecerea eclogitului în gabbrou, mai puţin dens, ceea ce are drept efect o mărire de volum, deci o ridicare.

In afara anteclizelor şi sineclizelor, cuverturile apar, uneori, deformate prin structuri de ordin inferior şi anume prin cu-

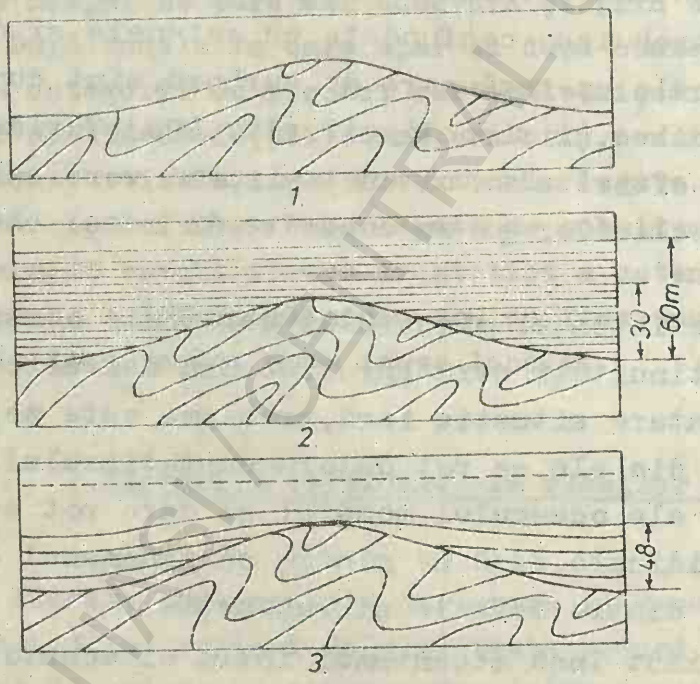


Fig. 278-Cute rezultate din compactarea diferenţiată a sedimentelor (după Billings din Dumitrescu, 1962): 1. Relief erozional preexistent; 2. Acelaşi relief îngropat sub sedimentele încă necompactate; 3. Anticlinal rezultat din tasarea cu 20% a sedimentelor

te de platformă. Cutele de platformă, în raport de cele din zonele de orogen, se deosebesc prin: dezvoltarea lor sporadică, dimensiunile mari, lipsa unei liniarităţi, respectiv polarităţi, fracturare avansată printr-un sistem de falii normale, dezvoltarea cu precădere a anticlinalelor (brachianticlinale şi domuri) faţă

de sinclinale.Mecanismul genetic al acestor cute de platformă nu este încă pe deplin elucidat.Se presupune,fie că ar fi vorba de intervenţia aceloraşi mişcări verticale răspunzătoare şi de structurile de grad superior,fie că ele ar sta în legătură cu tasarea diferenţiată a sedimentelor pe zone de relief îngropat (fig.278).

In orice caz,majoritatea autorilor sînt unanimi în a recunoaşte geneza lor sinsedimentară.Pentru ipoteza formării prin tasare a structurilor anticlinale de platformă,se citează adesea, orientarea diversă a acestora,în conformitate cu orientarea paleoreliefurilor îngropate,cît şi creşterea înclinărilor odată cu adîncimea.

2.Mişcările verticale legate de procesul de riftogeneză

Deşi proces distensional ce are loc în plan orizontal,riftogeneza este acompaniată şi de mişcări verticale,uneori spectaculare.Ele se particularizează după tipul de rifturi,continentale sau oceanice.

Depresiunile ce se suprapun rifturilor continentale vădesc denivelări obişnuite de 1-3 km,uneori chiar mai mult,aşa cum este cazul rifturilor africane.In timp ce zonele lor bordiere sînt supuse unor mişcări de ridicare,regiunile axiale se afundă.Amplitudinea mişcărilor de afundare se poate deduce din raportarea grosimii sedimentelor acumulate în depresiunile văilor de rift, la durata de timp în care au fost active.

In cazul mişcărilor pozitive ale zonelor bordiere,estimarea vitezei este mai greu de realizat,întrucît eroziunea reliefului a fost simultană cu ridicarea;denivelarea de relief nu va corespunde,din acest motiv,decît cu o parte din săritura verticală totală,realizată pe faliile normale care delimitează în mod obişnuit structurile de graben.

Pentru grabenele oligocene din Masivul Central(Limagne,Forez)se citează viteze de ridicare şi respectiv coborîre,de o,3 şi o,5 mm/an,în timp ce în cazul grabenului Rhinului amplitidinea calculată a aceloraşi mişcări a atins o,5 şi 1 mm/an(Illies

et al.,1981).

In cazul procesului de expansiune din lungul dorsalelor medio-oceanice,mişcările verticale apar în două zone distincte şi anume în zona riftului şi pe flancurile dorsalelor.Ca ridicări ample ce urcă cu 1000-4000 m înălţime deasupra cîmpiilor abisale,dorsalele,atît cele cu rift,de tip atlantic,cît şi cele pacifice,fără rift,sînt afectate în zona lor axială de mişcări verticale ascendente,legate de complexitatea proceselor de acreţietermice şi magmatice,şi prin care,în esenţă,emisiunile vulcanice edifică continuu reliefuri noi.După Le Pichon(1980) în zonele de acreţie ale dorsalelor medio-oceanice,amplitudinea mişcărilor verticale de ridicare este de acelaşi ordin de mărime cu viteza orizontală de expansiune,adică cu deplasarea distală a plăcilor(1-10 cm/an).

Aşa cum observă Bleahu(1983) deşi mişcările verticale pozitive din axa dorsalelor sînt evidente,totuşi modelele propuse pînă în prezent pentru explicarea morfologiei şi dinamicii văilor de rift,nu au răspuns încă satisfăcător problemelor,dece valea de rift se formează tocmai în zona în care are loc un aport maxim de material astenolitic şi cum acelaşi material este ridicat,în contract cu grabenul central,la nivelul munţilor de rift, laterali.

In contrast cu zonele axiale,afectate de ridicări,flancurile dorsalelor,adică extremităţile plăcilor oceanice suferă,din contra,mişcări de subsidenţă.Subsidenţa,în acest caz,este o consecinţă a contracţiei termice a scoarţei oceanice,care se răceşte treptat în drumul ei distal faţă de riftul în care s-a generat.

Studiile lui Sclater,Francheteau,Parker şi Oldenburg(fide Le Pichon,1980) au arătat că,datorită răcirii,deci contracţiei scoarţei neoformate,adîncimea oceanelor creşte faţă de riftul dorsalelor,proporţional cu rădăcina pătrată a vîrstei.

Plecîndu-se de la date concrete,adică determinări de adîncimi şi vîrste pentru diferite zone oceanice,s-a ajuns nu numai la exprimarea matematică a relaţiei sus-menţionate,dar şi la obţinerea unei curbe din care se pot deduce(fig.279):vîrsta scoarţei cînd se cunoaşte adîncimea şi invers,rata de subsidenţă,cît

şi viteza de expansiune cînd se ştie vîrsta şi distanţa pînă la creasta dorsalei.Relaţia vîrstă-adîncime s-a dovedit aplicabilă mai ales pentru fundurile oceanice tinere şi indiferent de tipul dorsalelor,cu rata de expansiune lentă sau rapidă.

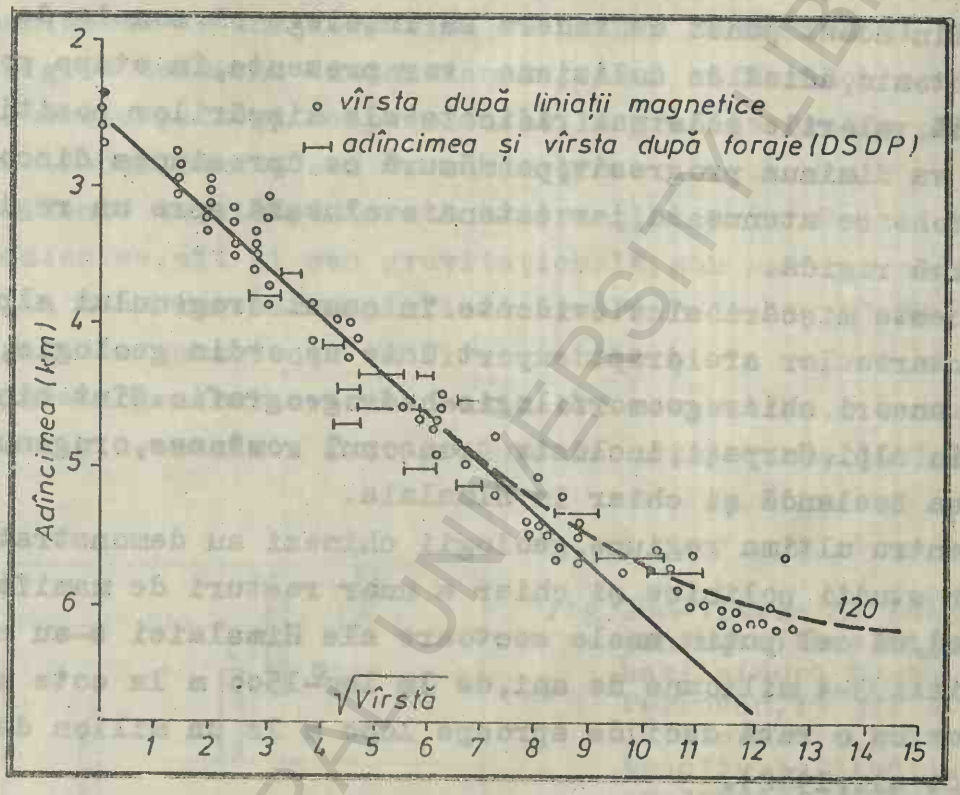


Fig.279-Adîncimea fundului oceanic în raport cu rădăcina patrată a vîrstei(după Forsyth,1977,din Bleahu,1983):linia întreruptă-curba adîncimii în conformitate cu modelul care consideră litosfera strat finit(120 km);linie plină-curba teoretică corespunzătoare modelului de semispaţiu;linii orizontale-intervale de nesiguranţă în determinarea vîrstelor

3.Mişcările verticale determinate de reechilibrarea izostatică a catenelor

Din capitolul privind modelul evolutiv al unei catene montane,s-a putut reţine faptul că,orice orogen,parcurge o fază de reechilibrare izostatică.Nu revenim asupra mecanismului în sine, ci să ne amintim doar,că această reechilibrare se materializează prin mişcări verticale pozitive.

In mod logic, emploarea lor stă în legătură directă cu valoarea compresiunilor din etapa de tectogeneză, cînd are loc refularea scoarţei sialice în manta(depresiunea discontinuităţii Moho).Din acest punct de vedere se înţelege că, zonele de orogen paratectonic, adică de coliziune vor prezenta, în etapa postectogenetică, valorile cele mai ridicate ale mişcărilor pozitive.Rata lor se va diminua progresiv, pe măsură ce dpresiunea discontinutăţii Moho se atenuează, iar catena evoluează spre un regim de platformă rigidă.

Aceste mişcări sînt evidente în cazul orogenului alpin, iar argumentarea lor are drept suport date de ordin geologic, geofizic şi uneori chiar geomorfologic-hidrogeografic.Sînt bine studiate în Alpi, Carpaţi, inclusiv tronsonul românesc, orogenul alpin din Noua Zeelandă şi chiar în Himalaia.

Pentru ultima regiune, geologii chinezi au demonstrat, pe baza unor studii polinice şi chiar a unor resturi de mamifere(Hipparion), că cel puţin unele sectoare ale Himalaiei s-au ridicat în ultimii 3-4 milioane de ani, de la 1000-1500 m la cote actuale de 4200m, cu o rată deci de aproape 1000 m la un milion de ani(Desio et al., 1982).

Ridicarea Himalaiei este dovedită, de asemenea, şi de caracterul antecedent al reţelei hidrografice care se dirijează spre bazinul Gangelui(Holmes, 1965).Numai aşa se poate explica cum a fost posibil ca o serie de afluenţi ai fluviului Kosi, să traverseze creasta înaltă a Himalaiei(Gosainthan-Everest-Kankenjunga), avînd la ora actuală o cumpănă de ape, spre Tsangpo, cu mult mai joasă.

4.Subsidenţa bazinelor sedimentare

Existenţa în scoarţa Pămîntului a unor zone în care apar serii sedimentare continui, groase de 10-15 km sau chiar mai mult, probează că ele au fost sediul unor afundări considerabile.Cum multe din aceste serii au un caracter neritic(dolomite), uneori chiar paralic(cărbuni), se poate conchide că sedimentarea avea loc în condiţii de ape puţin profunde; în consecinţă, trebuie ad-

mis că zonele respective se afundau odată cu procesul de sedimentare. Această afundare continuă, poartă numele de subsidenţă.

La originea subsidenţei stau mai întîi cauze de iniţiere (iniţiale), urmate apoi de mecanisme amplificatoare.

Mecanismele de iniţiere sînt de natură tectonică şi pot avea la origine tensiuni distensionale, cazul rifturilor continentale şi oceanice, cît şi compresionale, la graniţa dintre plăci, în zonele transformante sau de subducţie.

Subsidenţa termică, datorată contracţiei prin răcire a fundurilor oceanice, cît şi cea gravitaţională, sub sarcina sedimentelor, aparţin mecanismelor amplificatoare (Perrodon, 1983). Se înţelege că, viteza de subsidenţă va fi variabilă şi în raport direct de mecanismele generatoare ale bazinelor respective. O tentativă de evaluare a acesteia a fost propusă de către Masse (1981, fig. 28o).

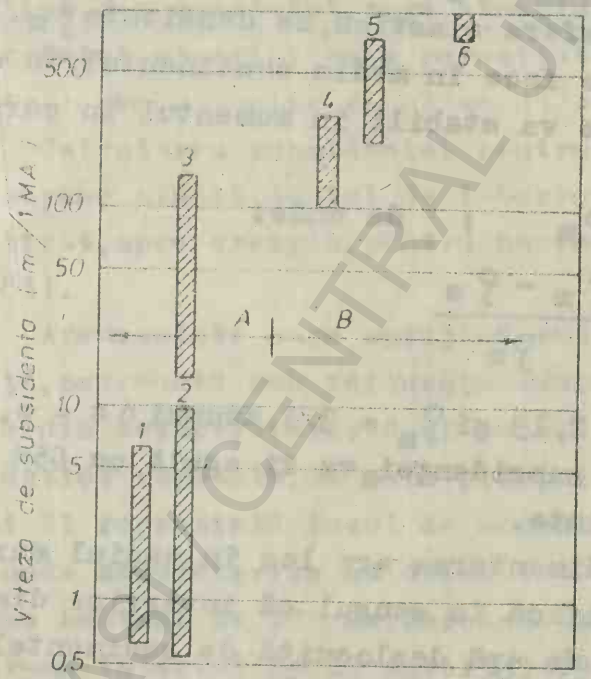


Fig. 28o - Viteza de subsidenţă pentru cîteva tipuri de bazine (după Masse din Perrodon, 1983): A. Bazine de flexurare prin contracţie termică; 1. intracratonice; 2. funduri oceanice de peste 60 MA; 3. funduri oceanice sub 60 MA; B. Bazine de origine tectonică (distensionale şi compresionale); 4. rifturi; 5. bazine de forfecare prin transtensiuni şi transpresiuni; 6. fose de subducţie

În cazul mecanismelor amplificatoare intervine, de asemenea, o distensiune, dar nu de natura celei care generează rifturile, ci care produce o subţiere a scoarţei, de tip flexural, fără intervenţia discontinuităţilor de ordin ruptural.

Interesantă sub aspectul substratului geofizic este subsi-

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

denţa gravitaţională, care se realizează sub influenţa sarcinii sedimentelor. Ea apare deci, ca o compensaţie izostatică, ceea ce dă posibilitatea, după Le Pichon (1980) de a-i reconstitui mărimea, luînd în consideraţie grosimea stivei de roci.

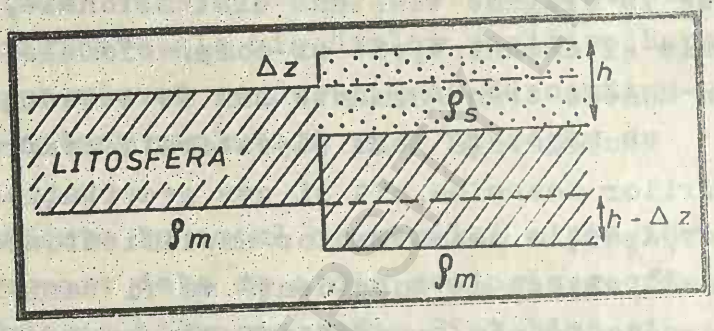


Fig. 281 - Elementele de calcul ale subsidenţei sub sarcina sedimentelor (din Le Pichon, 1980)

Aşa cum reiese şi din fig. 281, sub sarcina unei stive de roci, de grosime h şi de densitate ρ_s, litosfera se afundă, dislocînd o masă egală din astenosfera elastică, de densitate ρ_m. In cazul în care sedimentarea se face în mediu continental, în aer liber, echilibrul izostatic se va stabili în momentul în care:

$$h.\rho_s = (h-\Delta z)\rho_m \quad ; \quad \text{de unde:}$$

$$\Delta z = h\frac{\rho_m - \rho_s}{\rho_m}$$

Dacă se consideră $\rho_s = 2{,}19$ şi $\rho_m = 3{,}3$, atunci $\Delta z = 0{,}35\ h$, ceea ce înseamnă că mărimea subsidenţei va fi egală cu 65% din grosimea sedimentelor acumulate.

In situaţia în care sedimentarea are loc în mediul marin, relaţiile precedente se modifică în sensul că intervine diminuarea sarcinii cu cantitatea de apă deslocuită de sedimentele acumulate; masa de apă deslocuită va fi $\Delta z = \rho_e$, în care densitatea apei este egală cu 1,03.

Adică, $h.\rho_s - \Delta z\rho_e = (h-\Delta z)\rho_m$, de unde:

$$\Delta z = h\frac{\rho_m - \rho_s}{\rho_m - \rho_e}$$

Pentru cazul aceloraşi valori ale densităţilor, $\Delta z = 0,5\ h$, rezultînd că, în condiţiile sedimentării în mediu marin, mărimea subsidenţei va fi jumătate din grosimea sedimentelor acumulate.

Lucrul cel mai dificil în determinarea subsidenţei bazinelor de sedimentare vechi, este calcularea densităţii rocilor din coloană. In acest sens trebuie avută în vedere porozitatea rocilor; densitatea reală devine în acest caz suma dintre densitatea apei din pori şi densitatea părţii minerale a rocilor, adică:

$$\rho_s = \varphi\rho_e + (1-\varphi)\rho_q \quad ; \text{ în care,}$$

φ = porozitatea rocilor;
ρ_e = densitatea apei;
ρ_q = densitatea substratului mineral

Se va lua deci în calcul porozitatea, a cărei valoare se va diminua odată cu adîncimea, ca urmare a creşterii sarcinii litostatice. S-a constatat, spre exemplu, că gresiile în apropierea suprafeţei scoarţei au o porozitate de 10-30%, ajungînd ca la peste 10 km adîncime ea să scadă sub 5%.

Calcularea subsidenţei pentru vechile bazine sedimentare, presupune studii destul de laborioase. Un asemenea studiu a fost realizat, spre exemplu, pentru bazinul Parisului de către Brunet (1981).

Argumentele care sprijină realitatea fenomenului de subsidenţă, petrecută sub influenţa sedimentării nu sînt însă numai de ordin deductiv. Există şi date directe obţinute prin ridicări geodezice repetate, de mare precizie. In acest sens, un caz interesant îl reprezintă lacul de acumulare Mead de pe fluviul Colorado, unde măsurătorile au delimitat o zonă de subsidenţă cu un maximum central de 175 mm. Sarcina impusă de sedimentele acumulate într-un interval de 15 ani (1935-1950) a fost evaluată la aproximativ 10^7 tone/m^2 (Smith et al., 1960), determinînd o rată de subsidenţă de cca 11 mm/an.

5. Mişcările verticale ale zonelor de inlandsis şi a celor supuse denudaţiei

Mişcările verticale ale zonelor de inlandsis(daneză-arii acoperite de gheaţă) sînt în fond determinate de deranjarea echilibrului izostatic, în momentul instalării calotelor glaciare sau de tendinţa de reechilibrare, în condiţiile diminuării lor prin topire.

Sub greutatea calotelor de gheaţă, scoarţa se afundă, refulînd materia subjacentă. S-a observat, de altfel, că în actualele regiuni glaciare, supuse unor mişcări verticale pozitive, există o anomalie gravimetrică negativă, ceea ce probează că, ridicările post-glaciare sînt consecinţa unui deficit de masă, determinat de această refulare a materiei din straturile subcrustale ale Pămîntului.

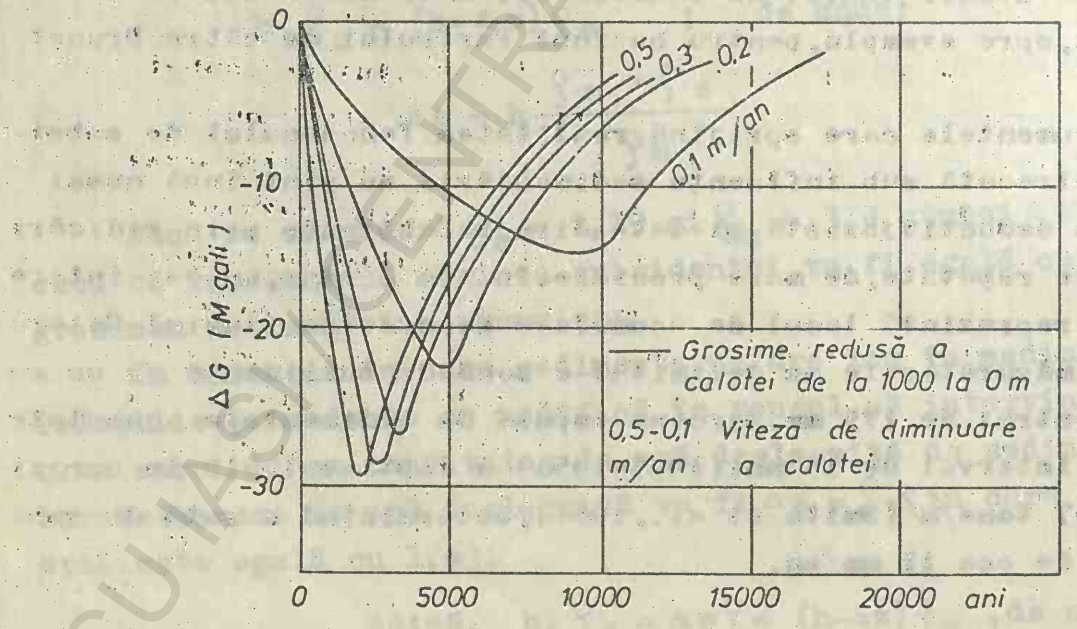


Fig.282-Reducerea anomaliei izostatice, progresiv cu diminuarea unei calote de gheaţă cu o viteză constantă(după Robinson, din Lliboutry, 1965)

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Plecînd de la aceste constatări, se poate ajunge, după unii autori, la posibilitatea ca din mărimea anomaliei gravimetrice respective, să se poată deduce valoarea ridicării care urmează să se realizeze, în virtutea tendinţei de reechilibrare izostatică. Aşa cum a arătat Robinson (fig.282), reducerea anomaliei izostatice se face progresiv cu diminuarea calotei, iar viteza de ridicare este în raport de mărimea ratei de topire. Spre exemplu, înspre sud-est de insulele Lofoten, Haiskanen a pus în evidenţă o anomalie gravimetrică negativă care atinge 40-50 mgal şi care ar presupune o ridicare pînă la reechilibrarea izostatică de cca 330 m (Lliboutry, 1965).

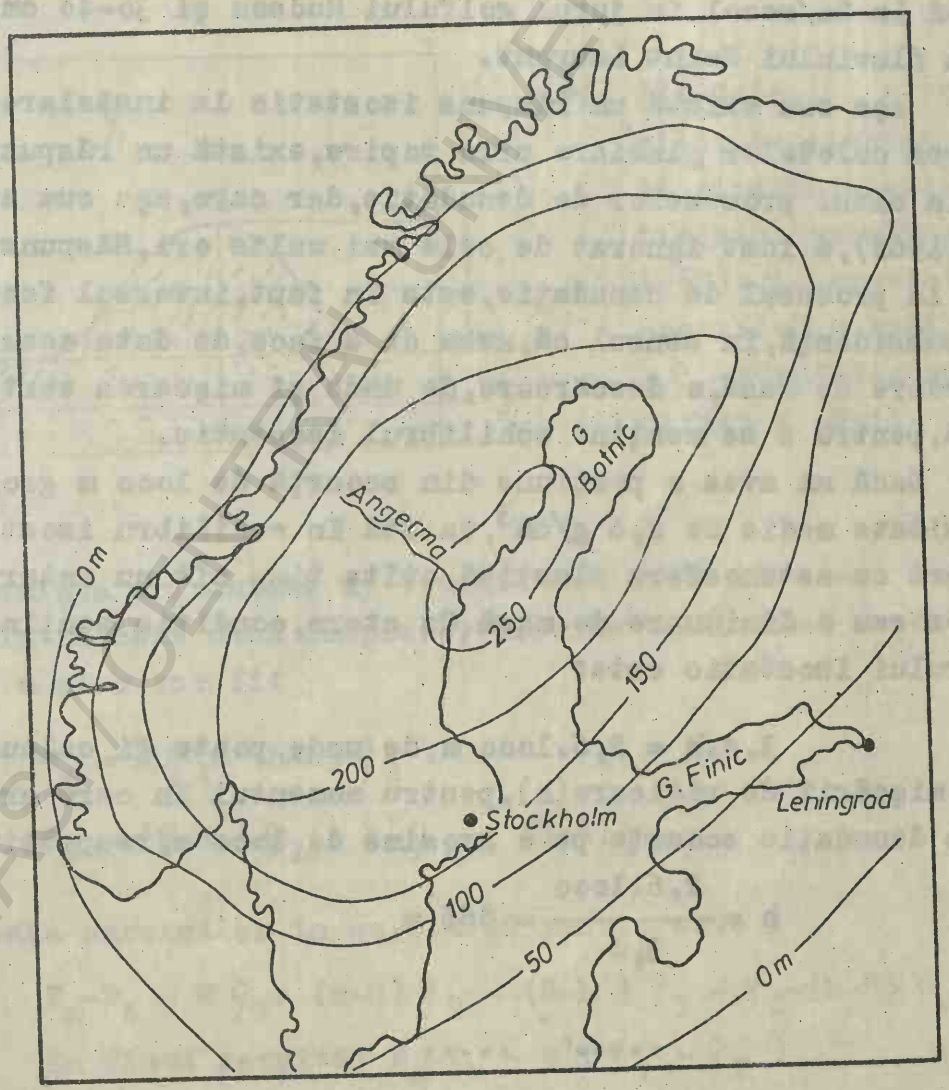


Fig.283-Liniile de egală ridicare ale Fennoscandiei în epoca post-glaciară (după De Geer, Woldstedt şi Lundqvist, din Lliboutry, 1965)

BCU IAŞI CENTRALA UNIVERSITARĂ

Asemenea mişcări de ridicare au afectat zona peninsulei scandinave şi regiunea scutului canadian. În regiunea scandinavă, datarea teraselor marine înălţate, făcută prin studiul varvelor, a dus la trasarea liniilor de egală ridicare a regiunii în postglaciar (fig. 283). Rata actuală a acestei mişcări de ridicare a fost apreciată prin ridicările geodezice efectuate în anul 1900 şi repetate în 1945; ele au indicat valori de 95 cm/secol în zona Angerma şi 70 cm/secol spre periferia golfului Botnic, pe o suprafaţă de forma unei elipse cu un diametru mediu de 620 km (Model, în Lliboutry, 1965).

În America de Nord, ridicarea scutului canadian este cu mult mai importantă, dar mai puţin studiată. Actualmente, ea este apreciată la 2m/secol în jurul golfului Hudson şi 30-40 cm/secol la gura fluviului Saint Laurent.

Aşa cum există un răspuns izostatic la instalarea sau diminuarea calotelor glaciare prin topire, există un răspuns similar şi în cazul proceselor de denudaţie, dar care, aşa cum arată Holmes (1965), a fost ignorat de cele mai multe ori. Răspunsul izostatic la procesul de denudaţie, este în fapt, inversul fenomenului de subsidenţă, în sensul că, avem de a face, de data aceasta, cu o pierdere de masă, o descărcare, de unde şi mişcarea verticală pozitivă, pentru a se menţine echilibrul izostatic.

Dacă am avea o porţiune din scoarţă de 1000 m grosime cu o densitate medie de 2,6 g/cm^3, ea stă în echilibru izostatic, în raport cu astenosfera plastică, atîta timp cît nu intervine un adaos sau o diminuare de masă. Ca atare, condiţia menţinerii echilibrului izostatic este:

$$3,4.h = 2,6.1000 \text{ m}$$

de unde poate fi calculată valoarea mişcării de ridicare (h), pentru momentul în care ar dispare prin denudaţie scoarţa pe o grosime de 1000 m, respectiv,

$$h = \frac{2,6.1000}{3,4} = 866 \text{ m}$$

....

6. Mişcările verticale determinate de cauze locale

In această categorie se încadrează mişcările verticale legate de formarea anticlinalelor şi domurilor diapire, a căror ridicare se face sub influenţa diferenţelor de densitate dintre corpul de sare şi rocile înconjurătoare.

Reconstituind condiţiile de deformare a sării, se observă că, în fenomenul de diapirism izostatic avem de a face cu două complexe de greutăţi specifice diferenţiate (δ_1, δ_2), separate de o suprafaţă care nu este orizontală (fig.284).

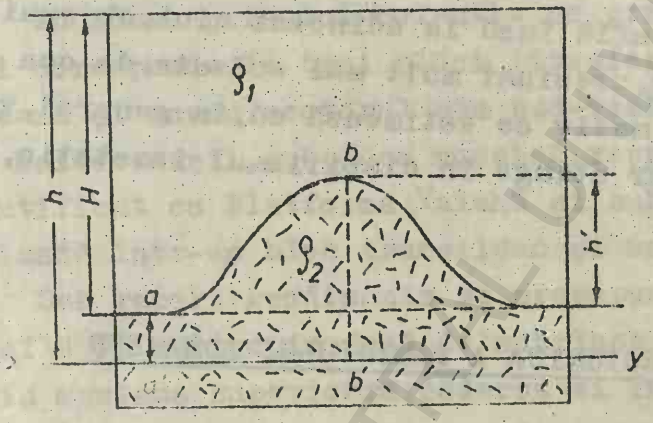


Fig.284-Calculul sarcinilor tensionale în diapirismul izostatic (din Kosîghin, 1962): δ_1-greutatea specifică a rocilor ; δ_2-greutatea specifică a sării

Pe suprafaţa orizontală xy trasată arbitrar sub linia de separaţie dintre cele două complexe, valorile sarcinilor în cele două puncte a şi b vor fi:

$$P_a = H\delta_1 + (h-H)\delta_2$$

$$P_b = (H-h')\delta_1 + h'\delta_2 + (h-H)\delta_2$$

Diferenţa sarcinilor în cele două puncte este :

$$P_a - P_b = H\delta_1 + (h-H)\delta_2 - (H-h')\delta_1 - \delta_2 - (h-H)\delta_2 ;$$

în final rezultă: $P_a - P_b = h'(\delta_1 - \delta_2)$

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Aşa cum reiese din ultima relaţie, diferenţa sarcinilor dintre cele două complexe este proporţională cu diferenţa cotelor de înălţime ale suprafeţei de separaţie şi cu diferenţa greutăţilor specifice. Cum sarcina în "a" va fi mai mare decît în "b", unde intervine greutatea specifică mai redusă a sării, rezultă că aceasta din urmă va începe să curgă de la punctul "a" la punctul "b".

In ce priveşte viteza de ascensiune izostatică a sării, în încercările de laborator (Kosîghin, 196?), sarea gemă a atins viteze de curgere la o presiune de 7200 kgf/cm^2, destul de mari şi anume de 0,00037 cm/s (= 11.568 cm/an).

Se ştie însă că, pentru a fi supusă la o asemenea presiune, sarea ar trebui să se afle la o adîncime de cel puţin 30 km. In zonele salifere, aceasta se află însă la adîncimi mici, obişnuit 3-8 km, suferind prin urmare, presiuni mult mai scăzute, de cca 750-2000 kgf/cm^2. Din acest motiv se estimează că, în general, viteza ascensională a sării ar atinge în diapirismul izostatic, valori între 0,1-1 cm/an.

Cap. XII EVOLUTIA TECTONICA A PAMINTULUI ROMANESC

Efortul a mai multor generaţii de geologi a făcut ca în momentul de faţă să se dispună de suficiente date pentru reconstituirea evoluţiei geologico-structurale a teritoriului României, şi, mai ales, să se încerce încadrarea acesteia în conceptul tectonicii în plăci.

Realităţile geologice pun în evidenţă existenţa pe teritoriul României a unor arii de geosinclinal consolidate şi cratonizate în vremurile precambriene, care alcătuiesc astăzi unităţile de Vorland, rigide, şi, o serie de regiuni care au suferit transformări pînă în ciclul alpin inclusiv, constituind unităţile carpatice de orogen (fig. 288).

Reconstituirile paleogeografice şi paleotectonice sînt însă cu atît mai dificile cu cît ele privesc vremurile prealpine. De aceea şi încercările au ca obiectiv evenimentele geologice din

ultimele 200 milioane de ani, plecîndu-se însă, de la planul de situaţie actual.

Dincolo de statutul provizoriu al modelelor de aplicare a tectonicii în plăci în geneza orogenului carpatic românesc, rămîn, deocamdată, ca elemente cîştigate, argumentele geologice şi geofizice pe care se poate sprijini una sau alta din tentativele de interpretare.

O primă chestiune care s-a pus în acest context, a fost delimitarea pe teritoriul României a plăcilor litosferice şi raporturile geodinamice dintre ele. Tentativele de acest fel aparţin lui L. Constantinescu et al. (1976) şi lui St. Airinei (1977). Ambele au ca suport argumente geofizice, de ordin seismic şi gravimetric.

In ideea primului colectiv se presupune că teritoriul României corespunde la trei plăci litosferice distincte: placa esteuropeană şi anume sectorul său sud-vestic, corespunzător Platformei Moldoveneşti, subplaca moesică, respectiv sectorul ei nordic identificat cu Platforma Valahă şi subplaca inter-alpină, ultima divizată într-un bloc transilvan şi un altul panonnic.

Sub raport geodinamic se presupune că placa esteuropeană se află în subducţie faţă de subplaca inter-alpină, proces iniţiat în mantaua superioară; căderea ei în trepte (subîmpingere, subgariaj) are o rată crescătoare dinspre sud-est spre nord-vest, ceea ce ar explica pentru vremurile geologice anterioare, o subducţie foarte activă spre Carpaţii Nordici unde s-au realizat de fapt şi pînzele cele mai spectaculare. In prezent, după aceşti autori, subducţia neogenă dinspre nord-vest este îngheţată, ea fiind activă doar în zona triconfină Vrancea.

La baza modelului lui St. Airinei (1977) stau anomaliile gravimetrice de mare regionalitate de maxim şi minim, de talie continentală sau subcontinentală. Autorul conturează o anomalie de talie continentală (A) şi trei anomalii subcontinentale (B, C, D- fig. 285).

Anomaliile de minim se interpun între cele de maxim şi se suprapun, în principal, pe aria de orogen. Anomaliile de maxim, corespund cu ariile rigide, cratonizate, aparţinînd unor plăci şi microplăci identificate cu: segmentul sud-vestic al plăcii est-

europene(A),microplaca inter-alpină(B),microplaca moesică(C) şi microplaca Mării Negre(D).Anomaliile de minim corespund zonelor de separaţie dintre plăci.

Raporturile geodinamice dintre aceste plăci şi microplăci, răspunzătoare de fapt de formarea orogenului carpatic ar fi următoarele:

-Placa est-europeană se află în raport de subducţie faţă de microplaca inter-alpină,generînd compresiunile care au dat naştere Carpaţilor Orientali şi eruptivului nou de la interior;

-Plăcile inter-alpină şi moesică se află în raport de subducţie-coliziune,răspunzătoare de ridicarea Meridionalilor şi curbura acestora în zona de legătură cu Balcanii;cutremurele danubiene şi banatice ar putea fi rezultatul unei subducţii actuale dar foarte atenuate a microplăcii moesice sub microplaca inter-alpină(Airinei,1982);

-Microplaca Mării Negre suferă o afundare în astenosferă sub microplaca inter-alpină după un plan Benioff,situat în zona triconfină Vrancea;

-Intre placa est-europeană şi microplaca Mării Negre,între aceasta din urmă şi microplaca moesică există o alunecare(culisaj) cu frecare datorită mişcării mai mari a microplăcii M.Negre, împinsă la rîndul ei de microplaca Asiei Mici.

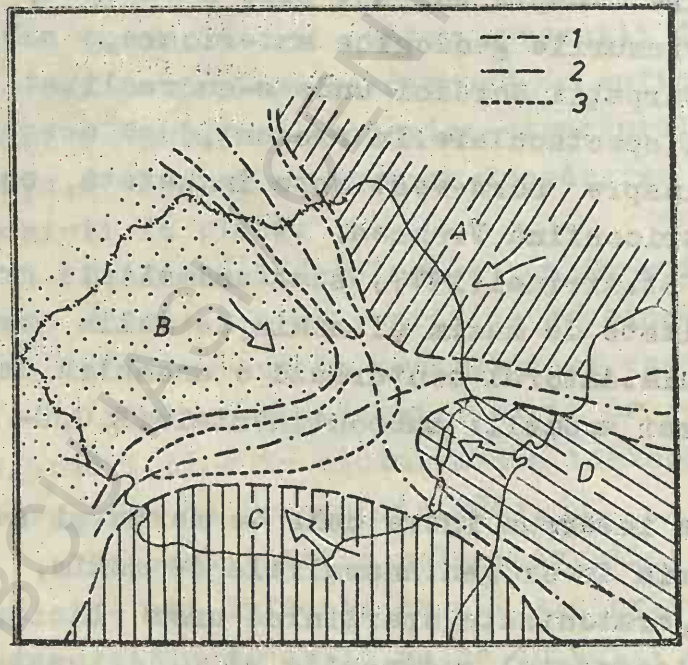


Fig.285-Segmentele de plăci litosferice pe teritoriul României, delimitate pe criterii gravimetrice(din Airinei,1977):A.Placa est-europeană;B.Microplaca inter-alpină; C.Microplaca valahă; D.Microplaca Mării Negre;1-axe de minim;2. Limită anomalie de maxim;3.Limită anomalie de minim

Cît priveşte argumentarea fenomenului de subducţie din faţa Carpaţilor Orientali, el a fost observat cu mult înainte de a se fi ajuns la această noţiune. Ideea aparţine lui L.Mrazec, care a susţinut încă din 1914 căderea în trepte a Platformei Moldoveneşti în faţa Carpaţilor Orientali prin scufundări care au obligat axul geosinclinalului să migreze continuu spre exterior, exercitînd o acţiune de subîmpingere, răspunzătoare de cutarea catenei carpatice. Ideea a fost preluată ulterior de către Stille (1953); iată deci subîmpingerea (subşariajul), materializînd astăzi procesul de subducţie.

Argumentele acestei subducţii sînt:

-Denivelările discontinuităţii Moho în lungul zonei de adiacenţă între placa est-europeană şi inter-alpină, care ajunge pînă la 54 km;

-Seismicitatea ridicată a zonei triconfine Vrancea; sugestivă în acest sens este schiţa distribuţiei proiectiilor la suprafaţa

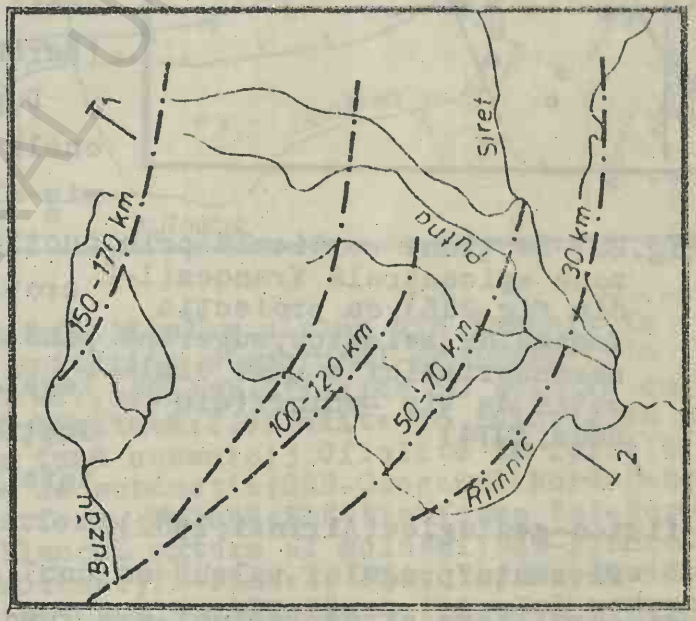


Fig.286-Schiţa distribuţiei la suprafaţa solului a focarelor cutremurelor din regiunea Vrancea (din Ciocîrdel şi Socolescu, 1971)

solului a focarelor cutremurelor (Ciocîrdel şi Socolescu, 1971), adîncimile lor crescînd dinspre sud-est spre nord-vest (fig.286). Secţiunea verticală a acestor adîncimi conduce la situarea lor pe un plan înclinat de 55-67° şi care reprezintă de fapt un plan de forfecare Benioff (Radu, 1974).

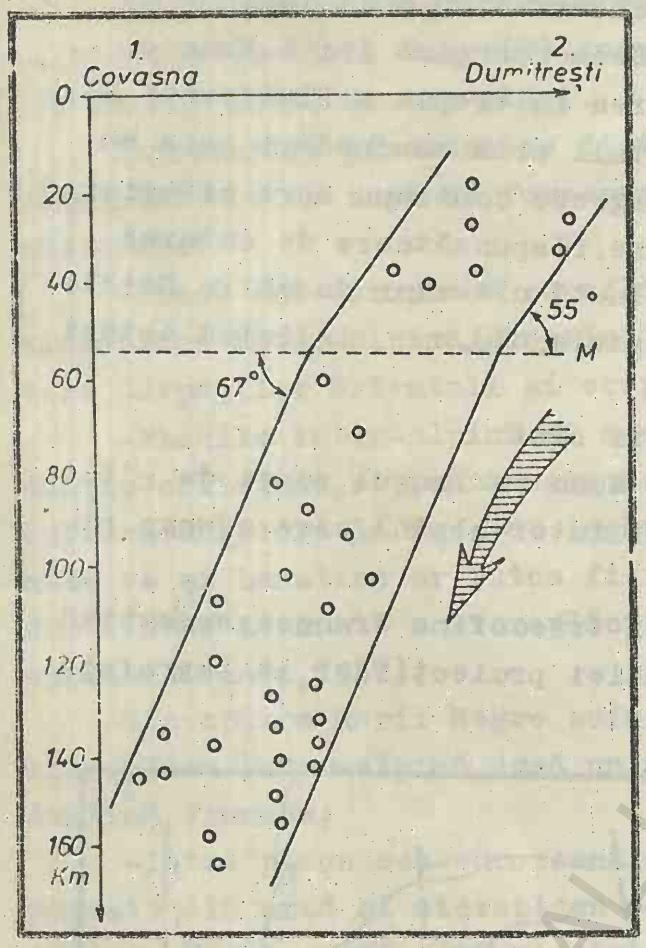


Fig.287-Secţiune verticală prin zona epicentrală Vrancea(1-2 din fig.286),cu proiecţia focarelor seismice,sugerînd caracteristicile unei dislocaţii de tip Benioff(din Radu,1974)

-Dezvoltarea depresiunii sarmato-pliocene Focşani-Odobeşti,unde sedimentarul atinge grosimi de pînă la 20 km; asemenea grosimi nu se pot realiza decît în zonele de fose, care caracterizează,după cît se ştie,aliniamentele afectate de fenomene de subducţie; grosimea mare a acestui sedimentar este atestată pe bază de argumente geofizice(Stănică, Stănică,1981).Funcţionarea zonei ca fosă,legată de un plan de subducţie este dovedită apoi şi de fluxul caloric deosebit de scăzut al regiunii (Barbu et al.,1981).

După cum am văzut,C.Meridionali ar fi un produs geodinamic al contactului de paleosubducţie şi coliziune dintre microplaca moesică şi inter-alpină.Efectele morfostructurale legate de etapa de paleosubducţie şi coliziune sînt atestate prin următoarele argumente fizico-geologice(Airinei,1982):

-Prezenţa"pragului valah" ca unul din suita de praguri,horsturi,cordiliere şi depresiuni din fundamentul extern al geosinclinalului carpatic,descrise geofizic şi prin foraje,ca efect al bombamentului flancului nord-vestic al microplăcii moesice în timpul plonjării ei în stenosferă;toate aceste structuri s-au realizat pe zona de distensiune din porţiunea externă a fosei oceanice;

-Prezenţa anomaliei gravimetrice de minim din faţa C.Meridionali,ca efect al stivei groase de depozite post-jurasice

din depresiunea premontană;ele s-au acumulat într-un bazin frontal instalat pe fosa oceanică creată în cursul procesului de subducţie;

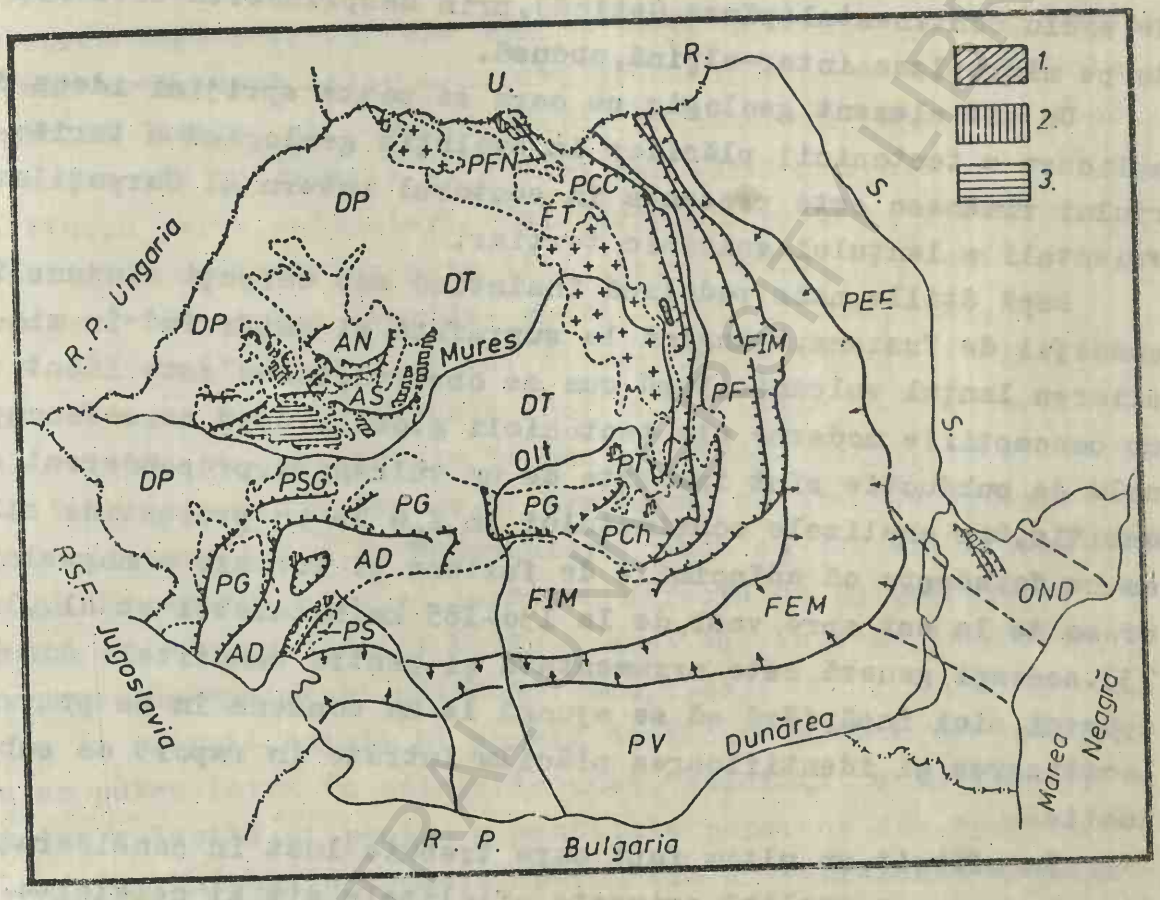


Fig.268-Distribuţia ofiolitelor alpine din România în relaţie cu unităţile structural-geologice(din Cioflică et al.,198o):1.Ofiolite în relaţie cu riftogeneză limitată;2.Ofiolite în relaţie cu expansiune de fund oceanic;3.Ofiolite în relaţie cu fenomene de subducţie;OND-Orogenul Nord-Dobrogean;PV-Platforma Valahă;PEE-Platforma Est-Europeană;FEM-Flancul extern al molasei;FIM-Flancul intern al molasei;PF-Pînzele Flişului(Moldavide);PCh-Pînza de Ceahlău;PFN-Pînza flişului negru;PS-Pînza de Severin;PT-Pînzele transilvane;PCC-Pînzele central-carpatice;FT-Flişul transcarpatic;PG-Pînza Getică;PSG-Pînza Supragetică;AD-Danubianul;AS-Apusenii de Sud;DT-Depresiunea Transilvaniei;DP-Depresiunea Panonică

-Morfologia discontinuităţii Moho dedusă din datele gravimetrice şi seismice arată o îngroşare mai mare a scoarţei sub acest tronson carpatic(>4o km),corespunzînd cu înrădăcinarea

catenei în manta(depresiunea discontinuităţii Moho).Această înrădăcinare este consecinţa unei orogeneze prin coliziune continent/continent,moment în care a avut loc şi şariajul pînzelor de soclu continental(pînza Getică),prin desprinderea acestuia de pe microplaca inter-alpină,obdusă.

Un alt element geologic pe care se poate sprijini ideea de aplicare a tectonicii plăcilor la evoluţia geologică a teritoriului românesc este prezenţa în sectorul intern al Carpaţilor Orientali a lanţului vulcanic terţiar.

După Stille,masa podolică înaintînd sub Carpaţi a ajuns în condiţii de fuziune,ajungînd la suprafaţă şi edificînd în miopliocen lanţul vulcanic.După cum se observă,ideea este identică cu concepţiile moderne ale tectonicii globale,după care fenomenele de subducţie sînt însoţite de un vulcanism,preponderent andezitic.Din analizele conţinutului în K_2O la un procent de silice se dovedeşte că adîncimile de fuziune şi formare a magmelor cresc de la est spre vest,de la 130-165 km(Bocaletti et al.,1973).Aceeaşi geneză este argumentată şi pentru banatitele din M. Apuseni,aici însă,fără să se ajungă la un consens în ce priveşte localizarea şi identificarea plăcilor intrate în raport de subducţie.

In sfîrşit,un ultim fapt care trebuie luat în consideraţie într-o asemenea analiză,priveşte ofiolitele cît şi celelalte iniţialite asociate,care apar în diferitele unităţi structurale de orogen.Este vorba de magmatitele bazice şi ultrabazice care apar în M.Apuseni,C.Orientali,orogenul Nord-Dobrogean şi C.Meridionali.

Sub raport tectonic,ofiolitele carpatice se găsesc în diferite situaţii şi anume: în poziţie autohtonă(zona Mureşului),în pînze de şariaj(pînzele transilvane,pînza flişului negru din Maramureş,pînza de Ceahlău şi pînza de Severin) sau ca olistolite. Vîrsta lor se eşalonează destul de larg,din Triasicul mediu şi pînă în Cretacicul inferior.Ele au fost global,considerate ca fiind de fund oceanic,reprezentînd produsul procesului de expansiune(spreading) al riftului pe care s-a iniţiat şi lărgit geosinclinalul carpatic.

Analiza atentă a acestor magmatite a dus însă la concluzia că ele sînt în poziţii diverse ca geneză şi anume(Cioflică et al.,1980;Savu,1980):o parte ar fi produse de expansiune(sea floor spreading),rămăşiţe ale unei scoarţe oceanice parţial subduse,cum este cazul celor asociate pînzelor transilvane,flişului negru,de Ceahlău şi Severin,o altă ar putea fi legate de zone de subducţie în relaţie cu arcuri insulare(Apusenii de Sud),şi, în fine,o parte redusă(orogenul Nord-Dobrogean)ar reprezenta rezultatul unei riftogeneze limitate,specifică regiunilor de aulacogen(riftogenèse avortée= short lived rifting)(fig.288).

Ca semnificaţie,cele mai disputate sînt magmatitele bazice din Dobrogea de Nord.Părerea unor autori este că ele nu pot fi echivalente celor asociate transilvanidelor carpatice şi cu care s-a încercat să fie legate.Se presupune că acestea corespund formării unui bazin de sedimentare comun cu cel al Crimeii alpine şi Caucazului,neavînd legătura directă cu paleo-oceanul mesogeean;închiderea acestui bazin a avut loc în faza tectonică de compresiune eocimmeriană(Săndulescu,1980).

In sfîrşit,există şi opinia după care aceste roci bazice nu ar putea intra în categoria unei "asociaţii ofiolitice",situaţie valabilă şi pentru magmatitele permiene din Apuseni şi Platforma Valahă.In această optică ele ar reprezenta un magmatism intraplacă(continental),deci o tentativă de instalare a unui regim de expansiune pe continentul apărut imediat după consolidarea hercinică(Rădulescu,Dimitrescu,1982).

Dacă există un oarecare consens în ce priveşte rapartiţia actuală a teritoriului românesc la sistemul de plăci litosferice,asupra recunoaşterii unor zone de subducţie cu vulcanismul lor aferent,cît şi a unui magmatism bazic,legat oricum de etapele preorogene,mecanismul geodinamic care a generat orogenul carpatic este conceput în moduri cu totul diferite.

O valorificare a acestor date a fost încercată într-o serie de modele geodinamice realizate de către următorii autori:Rădulescu,Săndulescu(1973),Bleahu(1973),Bocaletti et al.,(1974), Herz şi Savu(1974),Bleahu(1976),Săndulescu(1980).

Modelul prezentat iniţial de Rădulescu şi Săndulescu(1973) a fost uşor amendat ulterior(Săndulescu,1980),ocazie cu care se

face şi o privire critică a celorlalte modele cunoscute.

Conform cu modelul acestor din urmă autori(fig.289),consolidarea ariei carpatice la sfîrşitul orogenezei hercinice a determinat realizarea unui bloc sialic rigid,unic.Începînd din Triasic,are loc fragmentarea blocului sialic,instalîndu-se două

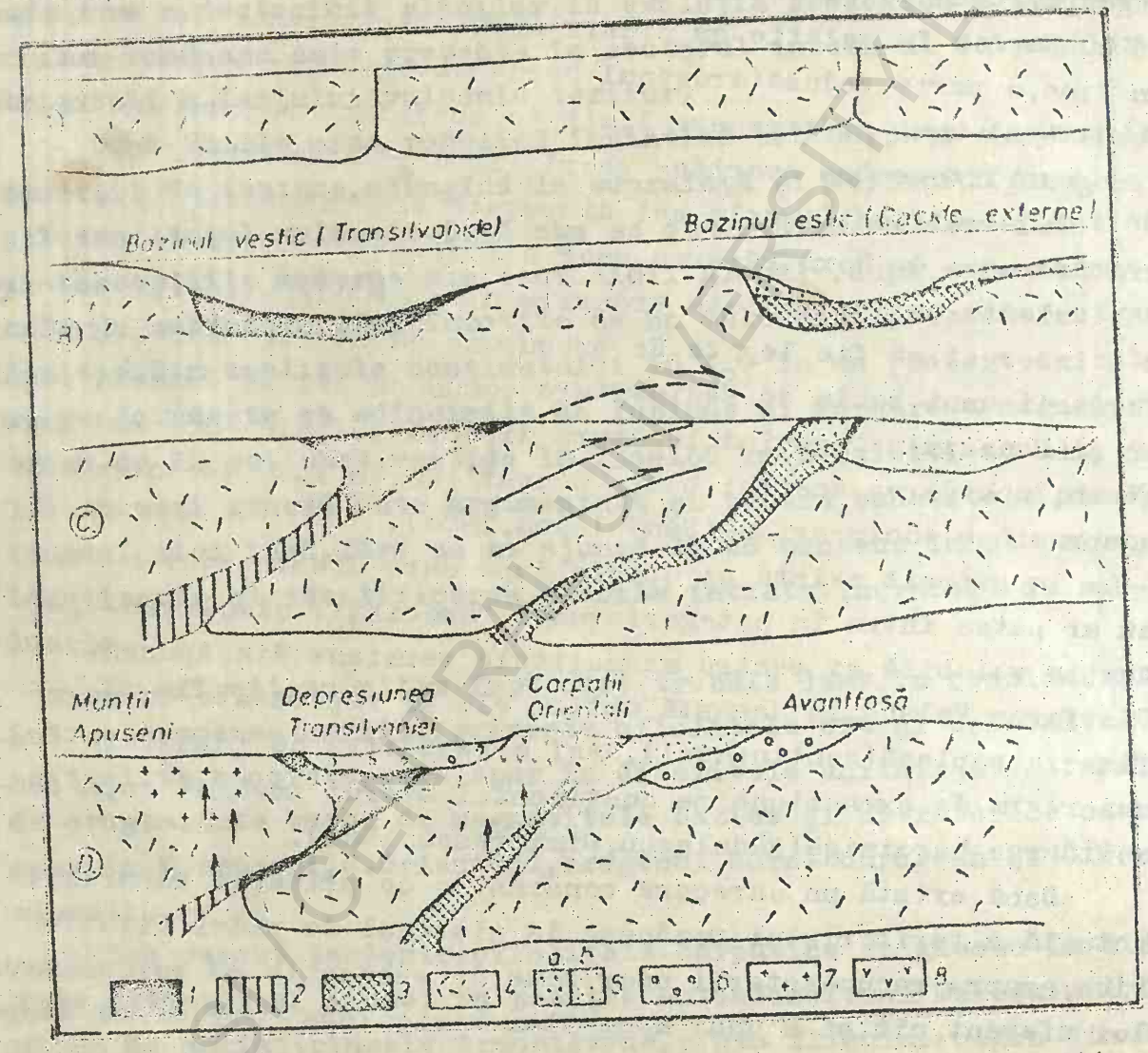


Fig.289-Model cinematic al structogenezei ariei carpatice (din Rădululescu,Săndulescu,1973;Săndulescu,1980): 1.Crustă de tip oceanic;2.Crustă oceanică în zone de consumare(subducţie);3.Crustă subţiată;4.Crustă sialică;5.Fliş:a.Dacide externe;b.Moldavide;6.Formaţiuni molasice;7.Banatite;8.Vulcanite andezitice; A-B,Trias-Neocomian;C.Mezocretacic;D.Actual

bazine pe zone de expansiune,cu neoformare de scoarţă oceanică şi respectiv,ensialică.Este vorba de un bazin estic,corespunză-

tor ofiolitelor din din zona flişului negru, a unităţii de Ceahlău şi de Severin şi unul vestic, supramus ofiolitelor din subasmentul Bazinului Transilvaniei. Durata de expansiune s-a extins în timp din Triasic mediu şi pînă în Cretacicul inferior.

După părerea autorilor (Săndulescu, 1980), inițial, au existat "puncte fierbinţi" izolate şi care au fuzionat ulterior, într-o expansiune generală. Între bazinul estic şi cel vestic, blocurile continentale erau constituite din placa est-europeană, microplaca (bloc sialic) actualei depresiuni a Transilvaniei, şi, în sfîrşit, blocul situat azi în fundamentul depresiunii Panonice (Rădulescu, 1974).

Această primă etapă de riftogeneză corespunde şi cu acumularea depozitelor carbonatate şi de flis. Schimbarea sensului de mişcare a blocurilor sialice a dus la apropierea lor, concomitent şi cu procese de subducţie (fig. 289, C, D), determinînd edificarea orogenului carpatic prin deformările pînă la şariaje, produse în stiva sedimentelor acumulate în cele două bazine de geosinclinal.

Principalele etape ale deformărilor, corespunzătoare scurtării scoarţei sialice s-au consumat în Cretacic mediu şi superior, cînd s-au realizat atît unităţile central-carpatice cît şi dacidele occidentale şi orientale, inclusiv pînzele din C. Meridionali, constituind intermidele şi apoi în Miocen, cînd s-au format structurile aparţinînd Moldavidelor (externide - fig. 290).

In timp ce în prima etapă deformările au afectat sedimentele de eugeosinclinal, care sînt asociate cu ofiolite şi care numai în parte s-au conservat, în majoritate fiind consumate în zonele de subducţie, cea de a doua, corespunde sectorului de miogeosinclinal al ariei de sedimentare, evoluată pe un substrat sialic (eu-sialic) de unde şi lipsa magmatitelor asociate.

Banatitele senonian-paleocene din M. Apuseni şi eruptivul neogen din Carpaţii Orientali reprezintă vulcanite de subducţie, apărute ca urmare a descendenţei şi fuziunii scoarţei ensimatice şi ensialice sub microplaca transilvană şi panonică, adică a subducţiei decalate în timp pentru cele două bazine estic şi vestic.

In concepţia lui Săndulescu (1980), subşariajul blocului sialic din Vorland nu s-a făcut unitar; el a fost separat în panouri de falii crustale, suferind scurtări şi consumări diferenţiate.

BCU "LUCIAN BLAGA" CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

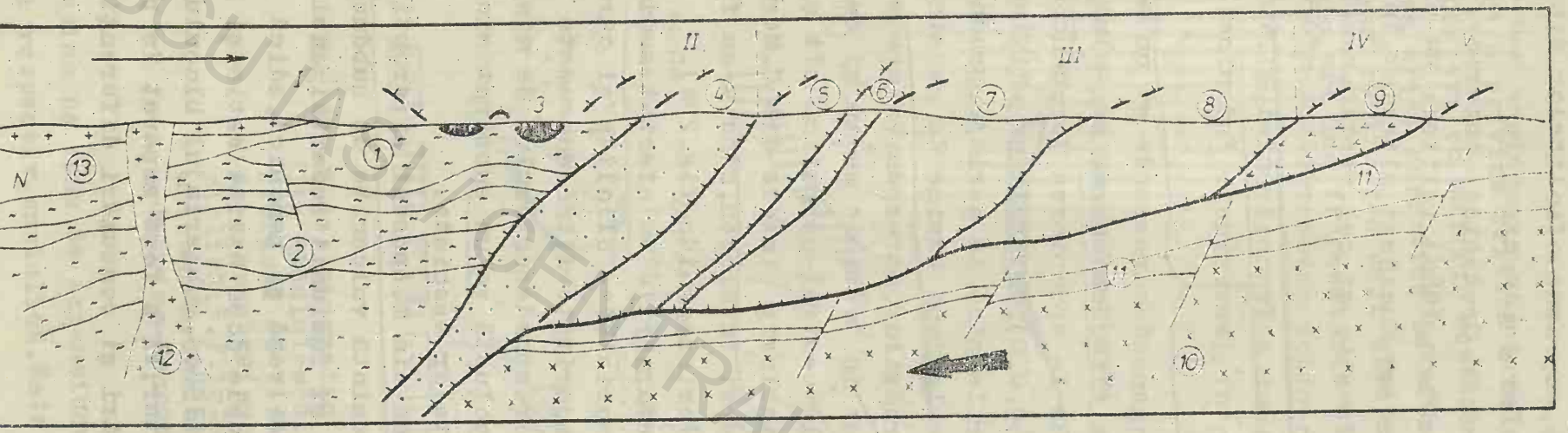


Fig.29o-Structura generală a Carpaţilor Orientali,cu recunoaşterea elementelor evolutive ale unui orogen şi în special a polarităţii geosinclinale şi tectogenetice(secţiune după M.Săndulescu,198o): I-II.Pînzele central-carpatice şi dacidele externe asociate cu ofiolite de tip eugeosinclinal şi formate în fazele tectonice din Cretacic(pînze de forfecare şi decolare);1.Pînze bucovinice;2.Pînze subbucovinice;3.Pînzele transilvane;4.Pînza de Ceahlău;III.Moldavide:pînzele flişului fără ofiolite(miogeosinclinal),de supracutare şi decolare,generate în fazele tectonice din Miocen; 5.Pînza de Teleajen;6.Pînza de Audia;7.Pînza de Tarcău;8.Pînza Vrancei; IV.Zona de molasă;9.Pînza subcarpatică;V.Zona de avant-pays(Vorland) a Platformei Moldoveneşti,subşariată(placa est-europeană):1o.Soclu prepaleozoic;11.Cuvertură paleozoic-terţiară;12.Vulcanite neogene(de subducţie);13.Bazinul Transilvaniei

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Activarea unora şi blocarea altora ar putea, în acest fel, expli ca amplasarea diferenţiată a subsariajelor pe zone, de unde pro- babil absenţa magmatitelor de tip banatitic în C.Orientali şi celor neogene în C.Meridionali. Un asemenea rol l-au putut avea falia Peceneaga-Camena şi falia Călăraşi-Fierbinţi (intramoesia Pe aceste falii panoul activ din Vorland a continuat să avanse spre Carpaţi, determinînd nu numai cea mai nouă fază de tectoge neză carpatică şi anume faza valahă dar şi seismicitatea ridic tă a regiunii Vrancea. După cît se observă, panoul corespunde, în parte, cu microplaca M.Negre a unor autori (Airinei, 1977). In ace tă idee, sudarea plăcii est-europene cu microplaca moesică după tectogeneza eocimmeriană, cum presupune Savu (198o), nu credem că poate fi susţinută.

Mişcările neotectonice. O imagine a acestora ne este ofe tă de harta mişcărilor recente pe teritoriul R.S.România, la s ra 1/1ooo.ooo, care integrează atît datele ridicărilor de nive ment repetat (geodezice), cît şi volumul de informaţii de ordin geologic, geofizic şi geomorfologic-hidrogeografic acumulat de lungul timpului (fig.291).

Editată în 1979, ea constituie un material necesar întocm hărţii mişcărilor verticale recente pentru partea estică a Eu pei, în cadrul unui program iniţiat de către Uniunea Internaţi nală de Geodezie şi Geofizică (U.G.G.I.).

Din analiza distribuţiei teritoriale a mişcărilor vertic le, oferită de harta menţionată, se pot reţine următoarele:

-Tendinţa de ridicare a lanţului carpatic, cu rata cea ma mare pentru segmentul Carpaţilor Orientali, în care se înregis trează valori între +2 şi + 6 mm/an, ceva mai moderată pentru Carpaţii Meridionali (maximum + 3,5 mm/an), aria Munţilor Apuse înregistrînd valori ale mişcărilor ascendente cele mai scăzut (+ 1,5 mm/an); în aceeaşi arie de ridicare se înscrie şi Plat ma Moldovenească.

-In interiorul arcului carpatic, Depresiunea Transilvani apare ca o zonă cvasistaţionară, cu valori (+ o,3; + o,5 mm/an) apropiate de izolinia de viteză nulă, în timp ce depresiunea Bîrsei evidenţiază o mişcare de subsidenţă de intensitate ac tuată (pînă la -4 mm/an);

-Depresiunea Panonică este afectată de o mişcare de coborîre continuă, cu valori de pînă la - 2,5 mm/an;

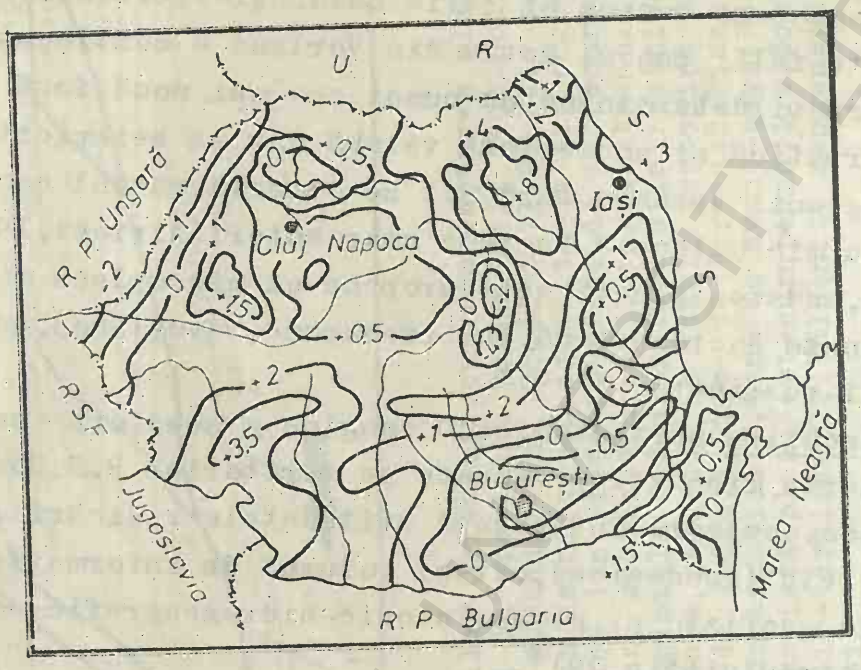


Fig.291-Harta mişcărilor verticale recente a teritoriului R.S.România(din Cornea et al.,1979):izoliniile de viteză nulă(o);Izoanabaze(+);Izocatabaze(-);valorile izoliniilor sînt date în mm/an

In mare, în Platforma Valahă, jumătatea vestică relevă mişcări ascensionale, în timp ce jumătatea estică se caracterizează printr-o stabilitate relativă, cu o zonă de afundare centrală de o,5 mm/an;

-Zona de curbură este antrenată într-o mişcare de coborîre, dar de valori scăzute faţă de elementele indicatoare de ordin geofizic şi geologic;

-Teritoriul dobrogean se remarcă printr-o tendinţă moderată de ridicare(+ 1,5 mm/an) cu excepţia zonei litoralului M.Negre, care indică mişcări descendente.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Exceptînd mişcările verticale ascendente ale arcului carpatic, care pot fi puse cu destulă siguranţă în legătură cu fenomenul de reajustare izostatică a catenei, în restul teritoriului, cauzele acestor mişcări de coborîre sau ridicare nu sînt încă pe deplin elucidate.

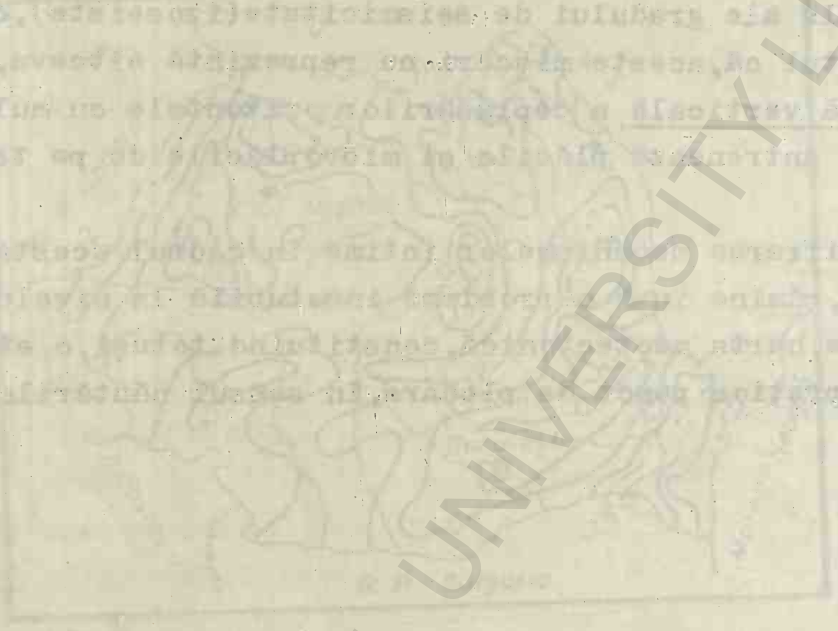
După unele constatări (Cornea et al., 1979), există o corespondenţă "satisfăcătoare" între izoliniile mişcărilor neotectonice şicele ale gradului de seismicitate (izoseiste), ceea ce ar proba faptul că, aceste mişcări nu reprezintă altceva, decît o componentă verticală a deplasărilor orizontale cu mult mai complicate, care antrenează plăcile şi microplăcile de pe teritoriul românesc.

Descifrarea mecanismelor intime în cadrul acestei interconditionări, rămîne însă o problemă insolubilă la nivelul actual de cunoaştere, harta neotectonică, constituind totuşi, o etapă importantă, un preţios punct de plecare, în sensul căutărilor viitoare.

.....

....

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY



BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

B I B L I O G R A F I E

AIRINEI St.(1963)-Structura fundamentului hercinic al curburii Carpaţilor Orientali în lumina anomaliilor cîmpurilor gravimetric şi geomagnetic.Asoc.Geol.Carp.-Balk.,Congr. V,vol.VI,geof.,Bucureşti

AIRINEI St.(1976)-Idei privind integrarea teritoriului României în conceptul tectonicii plăcilor.St.şi cercet.,geol.-geof.,geogr.,seria geof.,14/2,Bucureşti

AIRINEI St.(1977)-Microplăci litosferice pe teritoriul României. St.şi cercet.,geol.,geof.,geogr.,seria geof.,15,Bucureşti

AIRINEI St.(1979)-Teritoriul României şi tectonica plăcilor.Edit. şt.şi enciclopedică,Bucureşti

AIRINEI St.(1980)-Radiografia geofizică a subsolului României.Ed. St.şi Enciclopedică,Bucureşti

AIRINEI St.(1982)-Raporturi geodinamice între microplaca Moesică şi arcul Carpato-Balcanic pe teritoriul României.St. şi cercet.,geol.,geof.,geogr.,seria geof.,2o,Bucureşti

ALLEGRE C.(1979)-Les ophiolites ou la recherche des océans perdus. Edit.francaise de Sci.Am.,Paris

ALWASHE M.(1978)-Luftbild-und sattelitenbild-Interpretation des litologishen und tektonischen Baus im Nördlichen Tibesti.Gebirge(Ehi Méché und Tirenno)Tchad.Geowiss.Abh. RA/5,Berlin

AJGHIREI D.G.(1956)-Strukturnaia gheologhia.Moskva

ANASTASIU N.,JIPA D.(1983)-Texturi şi structuri sedimentare.Edit. tehnică,Bucureşti

/ GELIER J.,BERGERAT F.(1983)-Systemes de contrainte et extension intracontinentale.Bull.Centr.Rech.Explor.-Prod.,Elf-Aquitaine,7/1,Pau

ANDRESON D.L.(1971)-The San Andreas Fault.In "Continents Adrift and continents Aground",Sci.Am,San Francisco,1976

ARTHAUD F.,MEGARD F.,SEGURET (1977)-Cadre tectonique de quelques bassins sédimentaires.Bull.Centr.Rech.Explor.-Prod-, Elf-Aquitaine,1/1,Pau

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

ATANASIU I.(1932)-Quelques observations sur le diapirisme.Bul. Soc.Rom.de Geol.,1,Bucureşti

AUBOUIN J.(1965)-Geosynclines.Amst,London,New York

AUBOUIN J.,BROUSSE R.,LEHMAN J.P.(1975)-Précis de Géologie.Tectonique,Tectonophysique,Morphologie.Paris

BARBU A.,SALI L.,STANESCU V.(1981)-Unele conexiuni între ocurenţa petrolului în România şi modelele tectoncii globale.Mine,petrol şi gaze,8,Bucureşti

BARBERI F.,VARET J.(1977)-Aktivnîe kontinental'nîe riftî:în Ramberg I.B.,E.R.Neumann(1981),traducere în lb.rusă

BANCILA I.,HRISTESCU E.(1963)-Linia externă şi linia pericarpatică dintre valea Sucevei şi valea Trotuşului(Carpaţii Orientali).Asoc.Geol.Carp.-Balk.,Congr.V,tectonică(IV), Bucureşti

BANCILA I.(1958)-Geologia Carpaţilor Orientali.Edit.St.,Bucureşti

BELOUSOV V.V.(1962)-Osnovnîe voprosi gheotektoniki,Moskva

BLEAHU M.(1971)-O cucerire ştiinţifică a ultimelor două decenii: cunoaşterea topografiei şi geofizicii fundurilor oceanice.Progr.Stiinţei,Acad.R.S.R.,VII/7,Bucureşti

BLEAHU M.(1976)-Zone de subducţie din Carpaţii Româneşti.D.d.S. Inst.Geol.şi Geof.,6o/5,Bucureşti

BLEAHU M.(1976)-Structural position of the Apuseni Mountains in the Alpine system.Rev.Roum.de Géol.,Géoph.,Géogr.,série géol.,2o,Bucureşti

BLEAHU M.(1981)-The geosyncline polarity in terms of global tectonics.Carp.-Balk.,Geol.,Assoc.,Abstract,the 12 the Congress,Buckarest-Roumania

BLEAHU M.(1978)-Formarea continentelor şi oceanelor.Edit.St.şi Enciclopedică,Bucureşti

BLEAHU M.(1983)-Tectonica globală.Edit.Enciclopedică,Bucureşti

BORIANI A.,SACCHI R.(1974)-The "Insubric" and other tectonic lines in the Southern Alps.Mem.Soc.Geol.It.,13,Roma

BOTEZATU R.(1982)-Modele geofizice ale alcătuirii geologice a României.Edit.Acad.R.S.R.,Bucureşti

BRUNET FRANCOISE MARIE(1981)-Etude quantitative de la subsidenc du bassin de Paris.Thèse de 3° cycle,Univ.de Paris

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BRUNET M.F., LE PICHON X.(1981)-Effet des variations eustatiques sur la subsidence dans le bassin de Paris.Bull. Soc.Géol. Fr.,nr.4(7),Paris

BULLARD E.(1979)-L'orgine des océans.Edit.francaise de Sci.Am.

BRIGGS P.(1980)-200.000.000 de ani sub mare.Edit.tehnică,Bucureşti

BRUNN J.H.(1979)-Océans et orogènes.Bull.Soc.Géol.de France,XXI/7,Paris

BRUNN H.J.(1980)-Origine et dynamique des orogènes.Mém.h.,sér., Soc.Géol.de France,1o,Paris

BURKE K., WHITEMAN A.J.(1973)-Uplift,Rifting and the Breakup of Africa.In "Implications Continental Drift to the Earth Science",edited by Tarling D.H. and Runcorn S. K.,Academic Press,London-New York

BURKE C.K., WILSON T.(1976)-Hot spots on the Earth's surface.In "Continents Adrift and Continents Aground",Sci.Am., San Francisco

BUIALOV N.I.(1953)-Strukturnaia i polevaia gheologhia.Moskva

BURTMAN U.S.(1982)-Mechanics of nappe movement.In "Alpine structural elements:Carpathian-Balkan-Caucasus-Pamir orogene zone",edited by M.Mahel,Bratislava

CADY W.M.(1973)-The Earmarks of Subduction.In "Implications of Continental Drift to the Earth Science"edited by Tarling D.H.,und Runcorn S.K.,Academic Press,London-New York

CIOFLICA Gr., LUPU M., NICOLAIE I., VLAD S.(1980)-Alpine ophiolites of Roumania.Tectonic setting,magmatism and metalogenesis.An.Inst.Geol.şi Geof.,LVI,Bucureşti

CLOOS H.(1936)-Einführung in die Geologie.Ein Lehrbuch der Inneren Dynamic,Berlin

CLOOS H.(1939)-Hebung-Spaltung-Vulcanismus.Geol.Rundsch.,XXX,Stuttgart

CIOCIRDEL R., SOCOLESCU M.(1971)-La structure crustale et subcrustale de la partie sud des Carpates Orientales.Rev. Roum.,géol.,géoph.,Géogr.,série geoph.,15/1,Bucureşti

CODARCEA Al., NASTASEANU S.(1964)-Contribuţii la cunoaşterea stratigrafiei depozitelor calcaroase din bazinul văii Cerna şi de la Cazane.St.,cercet.,seria geol.,9/2,Buc.

CONSTANTINESCU L., CONSTANTINESCU P., CORNEA I., LAZARESCU V.(1976) -Recent seismic information on the lithosphère in Romania. Rev. Roum., géol., géoph., geogr., série géoph., 2o, Bucureşti

CHOROWICZ J.(1983)-Le rift Est-Africain: début d'ouverture d'un océan?. Bull. Centr. Rech., Explor.-Prod., Elf-Aquitaine, 7/1, Pau

CORNEA I., DRAGOESCU I., POPESCU M., VISARION M.(1979)-Harta mişcărilor crustale pe teritoriul R.S.R.. St. şi cercet. geol., geof., geogr., seria geof., 17/1, Bucureşti

CLICHICI O., DRAGOS I.(1982)-Indrumător pentru lucrări de geologie structurală şi cartografie geologică. Univ. "Babeş -Bolyai", Cluj-Napoca, lito

CONDIE C.KENT(1976)-Plate Tectonics and Crustal Evolution. Pergamon Press. Inc, New York/Toronto/Oxford/Paris

CONTESCU L.(1971)-Progrese recente în cunoaşterea dinamicii şi dezvoltării globului terestru(I, II). Terra, 5, 6, Bucureşti

CONTESCU L.(1974)-Geosinclinalele şi tectonica globală. Progr. Stiinţei, Acad. R.S.R., X/1, Bucureşti

DONISA I., GRIGORE M., TOVISSI I.(1980)-Aerofotointerpretarea geografică. Edit. Did. şi Ped., Bucureşti

DRAGHINDA I.(1966)-Aerofotografia în cercetarea geologică. Edit. tehnică, Bucureşti

DICEA O., IANAS M., LUNGU A., ALEXANDRESCU M., GHEORGHIU G., POPESCU M.(1982)-Procese depoziţionale şi structuri sindepoziţionale în formaţiunile sedimentare ale depresiunii Panonice. St. şi cercet. geol., geof., geogr., seria geof., 2o, Bucureşti

DICEA O., IANAS M., ALEXANDRESCU M., POPESCU M.(1982)-Aplicaţii ale seismicii stratigrafice la cercetarea unor zone de interes pentru hidrocarburi din România. Lucr. ses. şt., "Gr. Cobălcescu", 24-25 oct. 1981, Iaşi

DEWEY F.J.(1972)-Plate tectonics. In "Continents Adrift and Continents Aground", Sci. Am., San Francisco, 1976

DEWEY F.J.(1982)-Plate tectonics and the evolution of the British Isles. J. geol., Soc. London, 139, London

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

DEWEY J.F., WINDLEY B.F.(1981)-Growth and differentiation of the continental crust.Phil., Trans.R-London, A, 301

DARRACOTT B.W., FAISHED J.D., GIRDLER R.W., HALL S.A.(1973)-The East African Rift System.In "Implications of Continental Drift to the Earth Science", edited by Tarling D. H. and Runcorn S.K., Academic Press, London-New York

DIETZ S.R., HOLDEN J.C.(197o)-The Breakup of Pangaea.In "Continents Adrift and Continents Aground", Sci.Am, San Francisco, 1976

DIETZ S.R.(1972)-Geosynclines, Mountains and Continent-Building. In "Continents Adrift and Continents Aground", Sci.Am., San Franscisco, 1976

DELFAUD J.(1977)-La sédimentogènese en liaison avec la dynamiqu des bassins:rôle du climat.Bull.Centr.Rech., Explor., Prod., Elf-Aquitaine, 1/1, Pau

DRAGOS V.(1982)-Geologie generală şi stratigrafică.Edit.Did.şi Ped., Bucureşti

DE SITTER L.U.(1969)-Geologie structurală.Trd.din lb.engleză., Edit.tehnică, Bcureşti

DESIO A., GAETANI M., MARTINIS B.(1982)-Aspetti geologici del Tibet.Boll.Soc.Geol.It., lol/1, Roma

DUMITRESCU I.(1962)-Curs de geologie structurală cu principii d geotectonică şi cartografie geologică.Edit.Did.şi Pe , Bucureşti

ENESCU D., CORNEA I., RADULESCU Fl., RAILEANU M., POMPILIAN A.(1982 -Seismological data on the deep structure of the Vra cea region.Rev.Roum.Géol., Géoph., Géogr., série Géoph. 26, Bucureşti

ELTER G.(1971)-Schistes lustrés et ophiolites de la zone piémon taise.Hypothèses sur l'origine des ophiolites.Trav. du Lab.de Géol.de la Fac.des Sci.de Grenoble, 47

FOURMARIER P.(195o)-Principes de Géologie.Tome I, II, Paris-Liège

FONTES J.Ch., BORTOLOMI G.(1972)-Subsidence of the Area of Venic during the past 4o.ooo years.Tchnical report, 54, Veni ce

FOUCAULT A., RAOULT J.F.(198o)-Dictionnaire de géologie.Masson, Paris

BCU ASTRA UNIVERSITY LIBRARY

FOX K.F.jr.(1983)-Tectonic Setting of Late Miocene-Pliocene and Pleistocene Rocks in Part of the Coast Ranges North of San Franscisco,California.U.S.Geol.,Survey Profess. Paper,1239,Washington

GASS I.G.(1973)-The Red Sea Depression: Causes and Consequences. In "Implications Continental Drift to the Earth Science",edited by Tarling D.H. and Runcorn S.J.,Academic Press,London-New York

GHERMAN J.(1954)-Indrumări în practica geologică.Ed.tehnică,Buc.

GHERMAN J.(1969)-Prospecţiunea geologică.Edit.tehnică,Bucureşti

GIESE P.(1980)-Krustenstruktur der Alpen.Ein Uberblik verbunden mit einigen tektonischen Betrachtungen.Berl.Geowiss. Abh.,A/20,Berlin

GIESE P,GOFLER K.,JACOBSHAGEN V.,REUTTER K.J.(1981)-Geodynamic evolution of the Apennines and Hellenides.Internat. Geodynamics Project,Berlin

GRASU C.(1971)-Recherches géologiques dans les sédimentaire mésozoique du bassin supérieur de Bicaz.Lucr.Staţ."Stejarul",4,Piatra Neamţ

GURAU A.(1982)- Microtectonică.Edit.tehnică,Bucureşti

HAIN V.E.(1977)-Reghionalnaia gheotektonika."Nedra",Moskva

HAUG E.(1900)-Les géosinclinaaux et les aires continentales,Paris

HAMILTON W.(1979)-Tectonics of the Indonesien Région.Geol.Survey Profess.Paper,1078,Washington

HEIRTZLER J.R.(1968)-Sea floor spreading.In "Continents Adrift and Continents Aground",Sci.Am,San Franscisco,1976

HEMMER C.(1980)-Die liniamente des Zagros-Gebirges im Iran-ein Vergleich mit Nord Apennin(Italien) und Dinariden (Yugoslawien).Berl.Geowiss.Abh.,RA/220,Berlin

HUCHON Ph.,ANGELIER J.,LE PICHON X.,LYBERIS N.,RICOU L.E.(1980)-Les structures tectoniques observées en plongée dans les fosses helléniques.C.R.Somm.,Soc.Géol.Fr.,5,Paris

HURLEY P.(1979)-Les preuves de la dérive des continents.Edit. francaise de Sci.Am,Paris

HOLMES A.(1965)-Principles of Physical Geology.London

ILLIES H.J.,GREINER G.(1978)-Rhinegraben and the Alpine system. Geol.Soc.of.Am.Bull.

BCU IASI - CENTRUL UNIVERSITAR LIBRARY

ILLIES H.J.(1981)-Mecanism of graben formation.Tectonophysics, 73,Amsterdam

ILLIES H.J.,BAUMAN H.,HOFFERS B.(1981)-Stress pattern and strain release in the Alpine foreland.Tectonophysics,71,Amsterdam

IONESI BICA(1969)-Cercetări geologice în regiunea dintre valea Sucevei şi p.Voitinel(Platforma Moldovenească).Anal. şt.Univ."Al.I.Cuza",secţ.IIb,geol.-geogr.,IV,Iaşi

IANOVICI V.,BORCOS M.,BLEAHU M.,PATRULIUS D.,LUPU M.,DIMITRESCU R.,SAVU H.(1976)-Geologia Munţilor Apuseni.Edit.Acad R.S.România,Bucureşti

JUBITZ B.K.(1982)-Sea floor spreading und neue Globaltektonik. Zentr.Geol.Wiss.,1o/3,Berlin

JACOBACCI A.(1963)-Il significato degli olistrostromi nel Flysch Appenninico.Estr.del Mem.della Soc.Geol.It.,IV,Bologna

JACOBACCI A.(1965)-Frane sottomarini nelle formazioni geologiche.Interpretazione dei fenomeni olistrostromici e degli olistoliti nell Appennino e in Sicilia.Estr.da Boll.del Serv.Geol.,d'Ital.,Roma

KAHLE H.G.,TALWANI M.(1981)-Structure and Dynamics of Plate Boundaries in the Indian Ocean,based on Gravity Anomales.Geol.Rundschau,7o/2.Stuttgart

KOSIGHIN I.A.(1962)-Tectonică generală.Edit.tehnică,Bucureşti, traducere din lb.rusă

LE PICHON X.et al.(1979)-Tectonique active dans le fosse de subduction hellénique: observations par submersible.C.R. Acad.Sc.,289/D,Paris

LE PICHON X.(198o)-La subduction quand la terre s'énfonce sour terre.Recherche,1o9

LE PICHON X.(198o)-Subsidence,transgressions,régressions:notion élémentaire sur les mécanismes physiques.Stratigraphi et Paleogéographie,Principes et méthodes.Doin editeu Paris

LE PICHON X.(198o)-La lithosphère océanique:fondement de la tectonique globale.Mem.h.sér.Soc.Géol.de France,1o,Pari

BCU IAŞI CENTRA UNIVERSITARĂ

LE PICHON X.(1981)-Active tectonics in the Hellenic trench.Oceanologica acta,nr.sp.,Intern.Géol.Congr.,Paris

LAHEE F.H.(1961)-Field Geology.McGraw Hill Book Comp.Inc.New York-Toronto-London

LLIBOUTRY L.(1965)-Traité de Glaciologie,II,Paris

LAZARESCU V.(1980)-Geologie fizică.Edit.tehnică,Bucureşti

LONGWELL C.,FLINT R.,SANDERS J.(1969)-Physical Geology.New York

MATTAUER M.(1973)-Les déformations des materiaux de l'écorce terrestre.Edit.Herman,Paris

MATTAUER M.(1980)-Les déformations des materiaux de l'écorce terrestre,II-ème edition,Herman,Paris

MILOJE J.(1972)-Geoloske prilike u zapadnei Kalifornii.Compts rendus des séances de la Soc.Serbe de Géol.,Beograd

McKENZIE D.,RICHTER F.(1979)-Les mouvements de convection dans le manteau terrestre.Edit.francaise de Sci.Am.

MOLNAR P.,TAPPONIER P.(1979)-Le choc de l'Inde et de l'Eurasie. Edit.francaise de Sci.Am.

MASSE P.(1983)-Rélations possibles entre fossés d'éffondrement, décrochements et bombaments dans les rifts intracontinentaux.Bull.Centr.Rech.Explor.-Prod.,Elf-Aquitaine,7/1,Pau

MACAROVICI N.,JEANRENAUD F.(1958)-Revue générale du néogène de Plateforme de la Moldavie.Anal.Univ.Iaşi,secţ.II, IV/2,Iaşi

MRAZEC L.(1907)-Despre cute cu sîmbure de străpungere.Bul.Soc.St. ,XVI,Bucureşti

MAHEL M.(1982)-Types of nappes in west Carpathians-their genesis. In "Alpine structural elements: Carpathian-Balkan-Caucasus-Pamir orogene zone",edited by M.Mahel,Bratislava

MURGOCI G.M.(1905)-Sur l'éxistence d'une grande nappe de recouvrement dans les Carpathes Meridionales.C.R.Acad.Sci,Paris

MURGOCI G,M.(1912)-Terminologia românească în tectonică.D.d.S.,vol. III,Bucureşti

MUTIHAC V.,IONESI L.(1974)-Geologia României.Edit.tehnică,Bucureşti

MYASHIRO A.(1976)-Metamorphism and metamorphic Belts.London,George Allen,Unwid Ltd.

BIBLIOTECA CENTRALĂ UNIVERSITARĂ LIBRARY

NEUMANN E.R., RAMBERG I.B.(1978)-Petrology and geochemistry of Continental rifts.D Riedel Publ.Comp.Dordrecht

NICOLAS A., LE PICHON X.(1980)-Thrusting of young litoshpaere in subduction zones with special reference to structure in ophiolitic peridotites.Elsevier, Amsetrdam

ONCESCU N., RAILEANU Gr.(1963)-Fazele de orogeneză pe teritoriul R.P.R.Asoc.Geol.Carp.-Balk., congr.V, vol.IV, Bucureşti

PAULIUC S.(1968)-Cartografie geologică.Edit.Did.şi Ped., Bucureş

PARASCHIV D.(1979)-Platforma Moesică şi zăcămintele de hidrocar buri.Edit.Acad-R.S.R., Bucureşti

PAPANIKOLAOU D.(L982)-Plis non cylindriques à charnières courb et chevauchements dans le flysch du val d'Illiez, Valais Suisse.Bull.Soc.Vaud.Sc.Nat., 76/1, Lausanne

PERRODON A.(1977)- Concept, modèles et logique des bassins sédi taires.Bull.Centr.Rech.Explor.-Prod.Elf-Aquitaine, 1/ Pau

PERRODON A.(1983)-Géodynamique des bassins sédimentaires et sy tèmes pétroliers.Bull.Centr.Rech.Explor.-Prod., Elf-Aquitaine, 7/2, Pau

RAMBERG I.B., NEUMANN E.R.(1978)-Tectonics and geophysics of co tinental rifts.D.Riedel Publ.Comp.Dordrecht

RADULESCU D.(1976)-Vulcanii astăzi şi în trecutul geologic.Edi tehnică, Bucureşti

RADULESCU D., DIMITRESCU R.(1982)-Petrologia endogenă a terito lui R.S.România.Univ.Bucureşti

RAILEANU Gr., PAULIUC S.(1969)-Geologie generală.Edit.Did.şi Pe Bucureşti

REINECK H.E., SINGH I.B.(1975)-Depositional Sedimentary Enviro ments.Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York

REUTTER K.(1980)-Subduktion und orogenese im Nord-Apennin.Ber Geowiss.Abh., RA/20, Berlin.

RINGWOOD A.E.(1975)-Composition and petrology of the Earth's Mantle.Mc Graw-Hill, New York

RUHIN L.B.(1966)-Bazele litologiei.Edit.tehnică, traducere din rusă, Bucureşti

RADU C.(1974)-L'activité séismique sur le territoaire de la R manie durant la période 1956-1970.Inst.Geol.St.tehn şi econ., seria D, X/1, Bucureşti

SANDULESCU M.(1975)-Studiul geologic al părţii centrale şi nordice a sinclinalului Hăghimaş.An.Inst.Geol.şi Geof. XLV,Bucureşti

SANDULESCU M.,VISARION M.(1978)-Considérations sur la structure tectonique du soubassement de la dépression de Transylvanie.D.d.S. Inst.de Geol.şi Geof.,64/5,Bucureşti

SANDULESCU M.(198o)-Analyse géotectonique des chaines alpines situées autour de la Mer Noire Occidentale.An.Inst. Geol.şi Geof.,LVI,Bucureşti

STAMATIU M.(1962)-Mecanica rocilor.Edit.tehnică,Bucureşti

SANDULACHE Al.,SFICLEA V.(197o)-Topografie-Cartografie.Edit.Did. şi Ped.,Bucureşti

SAVU H.(198o)-Genesis of the Alpine Cycle ophiolites from Roumania and Their Associate Calc-Alkaline and Alkaline Volcanics.An.Inst.de Geol.şi Geof.,LVI,Bucureşti

SAPFIROV H.(1982)-Strukturnaia gheologhia i gheologhiceskoe kartirovanie."Nedra",Moskva

SAGATOVICI Al.,PAULIUC S.(1976)-Curs de geotectonică generală. Univ.Bucureşti,lito

SENGOR A.M.C.,MONOD O.(198o)-Oceans sialiques et collisions continentales.C.R.,Acad.Sc.29o,Paris

SECLAMAN M.(1978)-Transformările de fază ale mineralelor,cauza probabilă a cutremurelor cu focare adînci.St.şi cercet.de geol.,geof.,geogr.,seria geol.,23/1,Bucureşti

SECLAMAN M.(1981)-Introducere în termodinamica sistemelor minerale.Edit.Acad.R.S.R.,Bucureşti

SFICLEA V.,BAICAN V.(1983)-Topografie,Univ.Iaşi,lito

SCHMIDT K.,SOLLNER F.(1982)-Towards a Geodynamic Concept of the "Caledonian Event" in Central-and SW-Europe.Verh. Geol.,Bund.heft 3,Wien

SELLI R.,TREVISAN L.(1964)-Caratteri e interpretazione della frana del Vajont.Giorn.di Geol.,2/32,Bologna

SOCOLESCU M.,AIRINEI St.,CIOCIRDEL R.,PAPESCU M.(1975)-Fizica şi structura scoarţei terestre din România.Edit.tehnică,Bucureşti

STANICA M.,STANICA D.(1981)-Utilizarea cîmpului electromagnetic natural al Pămîntului la elaborarea unui model structural în zona de curbură.St.cercet.,seria geof.,19,Buc

SPORLI K.B.(1980)-New Zealand and oblique slip margins tectonic development up to and during the Cainozoic.Spec.Publ.Int.Ass.sediment,4 Aukland

STOCK P.(1972)-Photogeologische und tektonische Untersuchungen im Nordrand des Tibesti-Gebirges.Zentral-Sahara,Tcha ,Berl.geogr.,Abh,14,Berlin

SMITH W.O.,VETTER C.P.,CUMMINGS G.B. et al.(1960)-Comprehensive Survey of Sedimentation in Lake Mead,1948-1949.Geol. Survey Profess.Paper,Washington

SPENCER A.M.(1974)-Cenozoic Orogenic Belts.Data for orogenic St dies.Collated and Edited by A.M.Spencer,I,II,Scottis Acad.Press,Edinburgh

SPENCER W.E.(1977)-Introduction to the structure of the Earth.M Graw-Hill,New York

SULT S.S.(1979)-Tektonika zemnoi korî."Nedra",Leningrad

TARLING D.H.,RUNCORN S.K.(1973)-Implications of Continental Dri to the Earth Sciences,2,London-New York

TARLING D.H.,TARLING M.P.(1978)-Deriva continentelor.Edit.St.şi Enciclopedică,Bucureşti

TALWANI M.,LANGSETH M.(1981)-Oceanic Crustal Dynamics.Science,

TERMIER H.,TERMIER G.(1956)-L'évolution de la lithosphère.II.O génèse,1,Paris

TERMIER H.,TERMIER G.(1957)-L'évolution de la lithosphère.II,O génèse,2,Paris

THEOBALD N.,GAMA A.(1969)-Géologie générale et pétrologie.Elém des géodinamique,Paris

TOKSOZ M.N.(1975)-The Subduction of the Lithosphere.In "Contin Adrift and Continents Aground",Sci.Am,San Francisco

TURNER J.F.,VERHOOGEN J.(1967)-Petrologie magmatică şi metamor fică.Edit.tehnică,Bucureşti

UNKSOV V.A.(1981)-Tektonika plit."Nedra",Leningrad

UYEDA S.(1980)-Subduction zones and Back Arc Basins.Berl.Geowi Abh.,A/19,Intern.A.Wegener Symposium,Berlin

VISARION M.,POLONIC P.,ALI MEHMED(1976)-Contribuţii la studiul formelor structurale ale sării din Depresiunea Tran silvaniei.St.tehn.şi econ.,seria D/11,Inst.Geol.şi Geof.,Bucureşti

BCU ASIGENTIA UNIVERSITY LIBRARY

VINE F.J.(1973)-Continental Fragmentation and Ocean Floor Evolution during the past 200 m.y.In "Implications of Continental Drift to the Earth Science.Edited by Tarling D.H. and Runcorn S.K.Academic Press,London -New York

WEISS L.E.(1972)-The Minor structures of Deformed Rocks.Photographic Atlas,withrosplates.Springer Verlag,Berlin-Heidelberg-New York

ZEGHERU N.,ALBOTA M.(1979)-Introducere în teledetecţie.Edit.şt. şi enciclopedică,Bucureşti

ZEGHERU N.,ALBOTA M.(1980)-Teledetecţia şi aplicaţiile ei.Edit. şt.şi enciclopedică,Bucureşti

.....////.....

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

LEI, 52$^{\infty}$